Jb. nass. Ver. Naturkde. **128** S. 149-191 37 Abb. 1 Tab. Wiesbaden 2007

Altpleistozäne Dolinenfüllungen am östlichen Stadtrand von Wiesbaden – Beobachtungen 1994 - 2007 –

THOMAS KELLER

Wiesbaden, Verkarstung, Dolinen, Altpleistozän, Mosbach-Sande

Kurzfassung: Korrosionsvorgänge im unterlagernden tertiären Kalkstein führten insbesondere während des Altpleistozäns zu intensiver Dolinenbildung. Die erhaltenen sedimentären Füllungen ermöglichen eine ungefähre Rekonstruktion der fluviatilen Architektur und Fazies des altpleistozänen Stromes. Einige Dolinen erlauben Rückschlüsse auf Ablauf und Intensität der Senkungsdynamik. Anzeichen intensiver periglazialer Überformung, aber auch Hinweise auf wärmeres Klima (Böden) haben sich in den Dolinenfüllungen erhalten.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung

Während der Überwachung des Areals des Wiesbadener Dyckerhoff-Steinbruchs (1991 bis 2007) auf eiszeitliche Faunenfunde wurden regelmäßig sedimentologische Profile und Befunde dokumentiert, so weit der rasche Abbau der Kalke und Sande dies zuließ. Ein anteilmäßig weit überwiegender Teil dieser Dokumentation betrifft die stets gut bis hervorragend aufgeschlossenen mitteleiszeitlichen Sande des sog. Grauen Mosbach. Das altpleistozäne Grobe Mosbach war und ist dagegen vorwiegend in Vertiefungen der kalkigen Auflagerungsfläche der Sande erhalten und dementsprechend in der Regel nicht vollständig entblößt oder auch – bei vollständigeren Profilen – rasch verschüttet. Der vorliegende Beitrag fasst daher Beobachtungen über eine längere Zeit zusammen, die vorwiegend den Dolinenhohlformen und deren Füllungen gewidmet sind.

2 Untersuchungszweck und -umfang

Dolinenfüllungen wurden erstmals während der an Ergebnissen reichen, durch Herbert Brüning (Naturhistorisches Museum Mainz) angeregten Erforschungsphase der 60er- und 70er-Jahre des letzten Jahrhunderts genauer beschrieben und sowohl topographisch als auch in Profilen dokumentiert. Diese bahnbrechenden Untersuchungen klärten ganz grundsätzlich die Lagegegebenheiten der tertiären und altpleistozänen Dolinensedimente. Allerdings wurden damals doch verhältnismäßig wenige Befunde detailliert und konkret im Bild festgehalten. Viele der jüngst aufgeschlossenen Dolinenfüllungen lieferten andererseits bemerkenswerte Details, die Rückschlüsse insbesondere auf Sedimentations- und Erosionsereignisse innerhalb dieser frühesten Main-Ablagerungen ermöglichen und damit Ergänzungen zu den Beobachtungen der ersten Forschungsphase ergeben. Hinzu kommt die Notwendigkeit der Dokumentation: Nach dem Ende des Kalkabbaues im Wiesbadener Steinbruch werden die altpleistozänen Sedimente voraussichtlich für eine sehr lange Zeit dem Blick entzogen sein.

Tertiäre Dolinenfüllungen wurden im Untersuchungszeitraum nicht angetroffen (vgl. Bartz 1950). Wie einleitend gesagt, fokussierten sich die Untersuchungen auf die altpleistozänen Dolinenfüllungen im Bereich des auf Abb. 37 dargestellten, ungefähr 800 x 1000 m messenden Abbaufeldes (Steinbruch Ostfeld inklusive der Region direkt südlich des S-Tunnelportals, Bl. 5915 Wiesbaden, R 344628, H 554852). Im nördlich der A 66 gelegenen Steinbruch Kalkofen fehlen die Mosbach-Sande fast ganz; in der W-Wand des Steinbruchs sind nahe der SW-Ecke zwar graue mittelpleistozäne Sande aufgeschlossen – nach Hinweis von Prof. A. Semmel in durch eine Dolinenhohlform des Untergrundes bedingter abgesenkter Position –, doch waren hier altpleistozäne Sedimente nicht aufgeschlossen.

3 Bisher publizierte Untersuchungen

GALLADÉ (1925) und BARTZ (1950) sind die Ersten, die Dolinenfüllungen im Bereich Wiesbadens erwähnen. Die Untersuchungen zu Sedimenten des altpleistozänen Mosbach-Zyklus sind teilweise identisch mit Dolinenuntersuchungen. BRÜNING (1970: 214) gibt eine übersichtliche Darstellung des „Unteren Mosbach“ und betont dessen wechselnde Mächtigkeit (vom 10 - 20 cm messenden basalen Schotterschleier bis zu ca. 5 m Mächtigkeit). Einige seiner Aussagen sind zu ergänzen. So sind die altpleistozänen Ablagerungen nicht grundsätzlich kalkfrei (s. BOENIGK & KOCI 1978). Auch ist in den sandigen Ablagerungen im Gegensatz zu BRÜNINGS Aussage Schrägschichtung weit verbreitet. BRÜNING geht auf die Dolinensedimente ein (1970) mit besonderer Berücksichtigung der Bodenbildungen auf den feinkörnigen Ablagerungen. 1975 erwähnt er tektonische Störungen in Dolinenfüllungen. EMMERMANN (1972) analysiert erstmals sedimentäre Dolinenfüllungen (Korngrößenverteilung, Schwerminerale).

Eine neuere, thematisch breite Darstellung von Dolinenfüllungen des Tertiärs bis Jungquartärs des Mainzer Beckens hat SEMMEL vorgelegt (2003). 2005 beschreibt SEMMEL (2005 b) aus den altpleistozänen Dolinenfüllungen einen fossilen Gley (hier: vgl. Doline ***1-2003****)*.

4 Dolinen und ihre Füllungen

4.1 „Grobes Mosbach, Feinkörnige Mosbacher Dolinenfüllung“: Definition

KELLER & RADTKE (2007) schlugen für die unterschiedlichen Schüttungskörper der Mosbach-Sande eine neue Untergliederung auf der Grundlage einer zyklothemischen Einteilung vor (s. dort Abb. 6), die hier verwendet wird. Mit ihr wird die nicht konsequente Untergliederung durch BRÜNING (1978) aufgegeben. Dabei wurden die alteingeführten Bezeichnungen „Grobes Mosbach“ und „Feinkörnige Mosbacher Dolinenfüllung“ (für den ersten, altpleistozänen Zyklus) beibehalten ebenso wie die Bezeichnung „Graues Mosbach“ für den mittelpleistozänen fluviatilen Zyklus. Zu ergänzen ist hier, dass bereits TOBIEN (1980) eine faunistische Stufe **Mosbach I** (für die altpleistozäne Vertebratenfauna aus dem Groben Mosbach) begründete, der eine faunistische Stufe **Mosbach II** (für die frühmittelpleistozäne Fauna des Grauen Mosbach) folgt. Diese faunistischen Stufen werden zuweilen auch als Mosbach 1 und Mosbach 2 zitiert; die Existenz eines noch dem mittelpleistozänen fluviatilen Zyklus zuzuordnenden Mosbach 3 [bzw. Mosbach III] ist sehr fraglich geworden. Es wird vorgeschlagen, gemäß der faunistischen Untergliederung auch die Sedimente bzw. fluviatilen Zyklen als Mosbach I (= Grobes Mosbach und Feinkörnige Mosbacher Dolinenfüllung) sowie Mosbach II (= Graues Mosbach) anzusprechen. Die altpleistozänen fluviatilen Sedimente sind Teile eines Zyklus; die gröberklastischen Schotter und Sande werden als Sequenz I zusammengefasst (entsprechend dem „Groben Mosbach“); die Silte und tonigen Silte der Overbank-Fazies bilden Sequenz II, entsprechend der „Feinkörnigen Mosbacher Dolinenfüllung“. (Im Unterschied zu der Sequenzgliederung des mittelpleistozänen Zyklus werden die altpleistozänen Sequenzen römisch nummeriert.)

4.2 Lagerung und Verbreitung der Ablagerungen der Sequenzen I und II (Grobes Mosbach, Feinkörnige Mosbacher Dolinenfüllung)

Alle Hohlformen sind in Kalke (auch mergelige Kalke, Kalkmergel) der untermiozänen Wiesbaden-Formation eingesenkt. Es existieren sehr unterschiedliche Lagerungsarten der Sedimente des altpleistozänen Zyklus. Am häufigsten wurden sie im Untersuchungsareal in ± tiefen schüsselförmigen Depressionen (Dolinen) angetroffen. Auch schmalere Spalten bzw. Schlotten beinhalten altpleistozäne Sedimente. Seltener scheinen geringmächtige Füllungen in sehr flachen, weitgespannten Senken zu sein, die die Frage aufwerfen, ob der früheste fluviatile Mosbach-Zyklus die nicht unbeträchtliche Erosion in Zusammenhang mit der Ablagerung des zweiten, mittelpleistozänen Zyklus außerhalb von Senkungsarealen überstehen konnte. Tatsächlich können – als Ausnahme – die feinkörnigen Ablagerungen der altpleistozänen Sequenz II als mehr oder weniger erosionsresistente Hochgebiete fungieren (vgl. Aufschl. ***3-2007; 4a-2007***), eine Umkehrung der Dolinensituation! Letztlich ist auch damit zu rechnen, dass auf „Paläo-Hoch-Arealen" geringer Ausdehnung (das sind von der Oberfläche der unterliegenden kalkigen Wiesbaden-Formation hochragende flache Kalkrücken) keinerlei altpleistozäne Sedimentation stattfand. Die Sachlage ist jedoch insgesamt komplizierter, da durch altpleistozäne, große Teile der alten Kalkoberfläche betreffende kryodynamische Prozesse (s. Kap. 7), die mit der ersten Ablagerungsphase der Schotter und Sande einhergingen, insbesondere Sande auch außerhalb der entstehenden Dolinen innerhalb der oberen ~ 2 m der Kalkoberfläche verknetet und verpresst wurden und so auch in kleineren oder größeren Hohlraumfüllungen z. T. unterhalb der Kalkoberfläche auftreten können.

GOLWER & PRINZ (1969), die sich auf KRAMER (1941) beziehen, wird hier gefolgt, indem für die in die Kalkoberfläche eingesunkenen kesselförmigen Senkungsareale der übergeordnete Begriff „Doline" verwendet wird, eine in sich geschlossene, oberflächlich abflusslose Bodensenke. Dies muss präzisiert werden, da bei den Wiesbadener Dolinen keine Erdfälle vorliegen, also Durchbrüche von tieferliegenden Hohlräumen durch unverkarstete Deckschichten (vgl. GOLWER & PRINZ 1969). Die kleinsten hier beobachteten Dolinen-Durchmesser liegen bei 8 m, die größten bei vermutlich > 150 m (= Aufschl. ***4-2007***). Darüber hinaus sind in der Kalkoberfläche Schlotten (zum Begriff siehe MURAWSKI 1972) und Spalten ausgebildet.

Die altpleistozänen Dolinensedimente werden ohne Ausnahme von Sedimenten des zweiten, mittelpleistozänen Mosbach-Zyklus überlagert. KOENIGSWALD & TOBIEN (1987) haben auf die gravierende zeitliche Lücke zwischen Mosbach I und Mosbach II hingewiesen, die möglicherweise einige hunderttausend Jahre beträgt. Bei den hier vorgestellten Aufschlüssen wurde das Vorhandensein ungestörter Mosbach II-Ablagerungen oberhalb der Dolinenfüllungen als Garant für die Intaktheit der tieferen Befunde gewertet.

4.3 Dolinenfüllungen

Eine Kurzbeschreibung der Befunde wird wie folgt gegeben: Typ, Zuordnung (mittels einer Nummerierung der Dolinen, die im topographischen Dolinenplan Abb. 37 wiederzufinden ist), Angaben zu Größe und Tiefe, Beschaffenheit, Abfolge und Mächtigkeiten der sedimentären Schichteinheiten. Auftretende Sedi-

mentüberprägungen sowie tektonische Beobachtungen werden in späteren Kapiteln erläutert und kommentiert. Aus praktischen Gründen werden die Dolinen zunächst nach äußeren Merkmalen gruppiert.

4.3.1 Breit-schüsselförmige Dolinenfüllungen

Doline ***1-2003:*** erkennbarer Durchmesser ca. 46 m (in N-S-Richtung), Tiefe von der hangenden Erosionsdiskordanz bis zum Basalkonglomerat = 5,7 m.

Schichtfolge (vgl. Abb. 1, 2): (1) Basalkonglomerat, max. 0,8 m; (2) rötlich-braune Sande (diese in der Farbe außerordentlich konstant über alle Dolinen, Munsell 5 YR 6/4; s. Kap. 12), max. 1,5 m; (3) gelbgraue/gelbgrüne bzw. ockerfarbene Feinkiese (zuweilen mit Mittel- u. Grobkies-Beimengung) und gelbfarbene, zumeist kiesführende Sande, > 2 m; (4) Silt und Ton, max. 2,5 m.

Es ist auf komplexe mehrphasige Sedimentationsereignisse zu schließen, hier zunächst nach dem W-E-Profil dargestellt (Abb. 2). Schichteinheit (1) liegt der

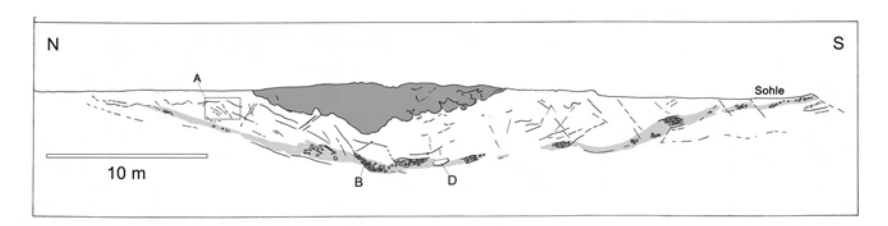


Abbildung 1: Doline 1-2003, Profil. B = Basalkonglomerat (hellgrau), D = Driftblock. Ohne Schattierung: Zone der Sande und Kiese. Siltig-tonige Füllung dunkelgrau. A = Lokalisierung von Abb. 3.

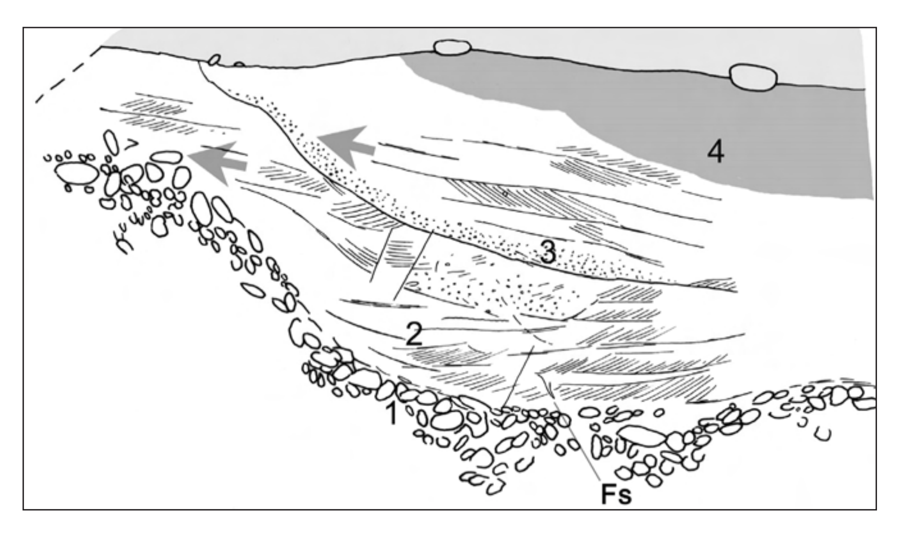


Abbildung 2: Doline 1-2003, W-E-Profil nach Feldbuch-Skizze. Gesamthöhe des dargestellten Profils 4,3 m. Erläuterung der Abfolge (Ziffern) im Text. Dunkelgrau: Siltig-tonige Füllung mit fossilem Boden. Fs = Frostspalt. Dolinenzentrum rechtsseitig. Pfeile: Schichtung im Winkel zur Unterlage. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän.

Schüsselform der Doline an. Die Schrägschichtungskörper der Schichteinheit (2) sind basal (im Dolinentiefsten) in die Schüsselform der Doline eingebogen; im höheren Abschnitt der Sande treffen sie im Winkel auf die Unterlage (s. Abb. 2). Zwischen Einheiten (2) und (3) liegt eine schüsselförmig ausgebildete Erosionsdiskordanz; ihr aufliegend folgt dann eine insgesamt feinkörnigere gelbfarbene Füllungssequenz [Einheiten (3),(4)], einsetzend mit Feinkiesen. Die Sande und Kiese der Schichteinheit (3) weisen mit den tiefer liegenden einen übereinstimmenden Neigungswinkel (ca. 9°) auf. Weiter lateral (zentral) erscheinen an der Basis der oben genannten, ins Dolinenzentrum abfallenden gröberen Kiese [Einheit (3)] intraformationale Tonblöcke (bis 40 cm Durchm.), und einige Dezimeter höher in der Abfolge tritt noch ein weiterer zum Dolinenzentrum geneigter Horizont mit größeren (~5 bis ~15 cm Dicke) zerstückelten und durch Gleitbewegung wieder zusammengeführten Tonschicht-Fragmenten auf. Direkt unterhalb des massiven Tonkomplexes [Einheit (4)] hat sich eine ca. 70 cm breite Kleinrinne in den liegenden sandigen Fein-bis Mittelkies eingeschnitten, die mit zahlreichen Tonklasten gefüllt ist. Einheit 4 (siltige Tone) folgt diskordant.

Die tiefere Schichtfolge im Randbereich der Dolinenfüllung wird folgend nach einem N-S-Profil mit Hervorhebung des Wechsels von Sedimentation und Erosion dargestellt (vgl. Abb. 3):

Initiale Sedimentation: Basalkonglomerat wird abgelagert. Folgend Sedimentation von rötlich-braunen Sanden (am dokumentierten Profil > 90 cm, zum Dolinenzentrum mächtiger, mit geringmächtigen siltigen Einschaltungen im höheren Abschnitt, in denen später das Initialstadium eines periglazialen Tropfenbodens entsteht). Durch fortdauernde Absenkungsbewegungen sinken zentra-

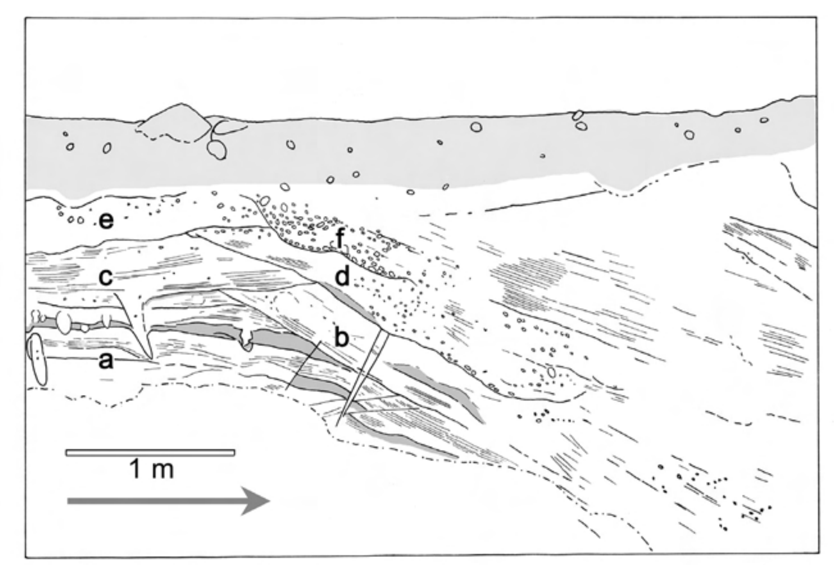


Abbildung 3: Doline 1-2003, N-S - Profil (zur Lage vgl. Abb. 1). Schichtverzahnung, Tropfenboden und Frostspalt; Erläuterung der sedimentären Abfolge a - f im Text. Pfeil: Richtung Dolinenzentrum. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän in gestörter Lagerung (Sohle).

lere Schichtareale stärker als randliche, woraus Schichtverbiegung resultiert (**a** in Abb. 3). Erosiver Anschnitt und Kappung der tieferen Sande und Silte (**b**), Diskordanz-Winkel ~25°, folgend sandig-feinkiesige Sedimentation in Dolinenzentrum. Partielle Erosion der zuvor abgelagerten Schichten und Ablagerung von rötlich-braunen Sanden (Mittel- bis Grobsand mit eingeschalteten dünnen siltigen Laminae) auf ± horizontaler Fläche (**c**). Von dieser Erosions- bzw. Schichtfläche Sedimentverlagerung nach unten in den Bereich des (tiefer angelegten) periglazialen Tropfenbodens, weiterhin Entstehung von Frostspalten (s. Kap. 7 u. Abb. 3, 26, 27). Durch Verstärkung der Senkungstendenz im zentralen Dolinenabschnitt erosiver Anschnitt und Kappung der zwei zuvor abgelagerten Schichteinheiten, Diskordanz-Winkel ~30° ; folgend sandig-kiesige Sedimentation in Dolinenzentrum (**d**). Bei zeitweise gestoppter Senkungstendenz erneut Sedimentation (sandige Kiese/kiesige Sande) auf horizontaler Fläche (**e**). Durch Verstärkung der Senkungstendenz im zentralen Dolinenabschnitt erosiver Anschnitt und Kappung der zwei zuvor abgelagerten Schichteinheiten; Diskordanz-Winkel ~20° ; folgend überwiegend grobklastische Sedimentation (Grobkies) in Dolinenzentrum (**f**).

Doline ***2-1998:*** Lokation: Oberhalb Tunnelportal, Zentrum Bl. 5915 Wiesbaden, R 344628, H 554852; nicht in Abb. 37. Erkennbare Spannweite ungefähr 60 m; möglicher Zusammenhang mit (randlichem) Profil (***1-1998***). Profiltiefe = 4,6 m; vgl. Profil Abb. 4.

Doline ***1-1998***: Lokation: 85 m östlich Tunnelmitte (s. o.); Profiltiefe = 2,8 m. Schichtabfolge: (1) Gelbfarbene grobkiesige Sande, gradiert (unten grob), Schrägschichtung, Mächtigkeit ca. 0,5 m. Kein Basalkonglomerat, stattdessen basal einzelne Blöcke bis 35 cm Durchmesser. Darüber folgend (2) rötlich-brauner Sand (Mittel-Feinsand), in dessen höherem Abschnitt ein 30 cm mächtiges (3) Siltband (Obergrenze des Aufschlusses verschüttet). Die Abfolge lagert direkt auf gut gebankten Kalken der Wiesbaden-Formation, die hier keine Bodenbildungen oder Basaltone zeigen.

Doline ***5-2003***: Wahrscheinlich mehrere eng zusammenliegende Einzeldolinen, Gesamterstreckung ca. 130 m. (1) Basalkonglomerat ca. 0,7 m mächtig. Darüber (2) rötlich-baune Sande in max. Mächtigkeit von 2,6 m (vgl. Abb. 5), partienweise kiesig. Innerhalb dieser Sande in deren höherem Abschnitt eine Erosionsdiskordanz, oberhalb der gelbfarbene Kiese und Tongerölle auftreten, z. T. als Rinnenfüllungen. Sie gehen nach wenigen Dezimetern Mächtigkeit in die (höheren) rötlich-braunen Sande über. Diskordant (gravitativ) Einlagerungen von (3) Sequenz II-Sedimenten, in geringer Mächtigkeit erhalten, bestehend aus gelblichen siltigen Tonen, Silten und Feinsanden (vgl. Profil Abb. 6).

Doline ***5-2004***: Erkennbare Spannweite ungefähr 38 m; größte aufgeschlossene Tiefe ist 4,4 m. Zwei rechtwinklig zueinander stehende Profile liegen vor. W-E-Profil (vgl. Abb. 7): (1) Basalkonglomerat aus horizontaler in geneigte (schüsselförmige) Lage übergehend (Mächtigkeit > 0,5 m). Darüber (2) rötlich-braune Sande in aufgeschlossener Mächtigkeit von > 1,6 m. Hierin Schrägschichtungs-Mesoformen, Sohlflächen dieser Körper zum Dolinenzentrum gekippt (max. ca. 20°). Dünne Siltbänder (wenige cm) in Zusammenhang mit diesen Schrägschichtungskörpern. Im tieferen Abschnitt der Schichteinheit (2) eine sandig kiesige

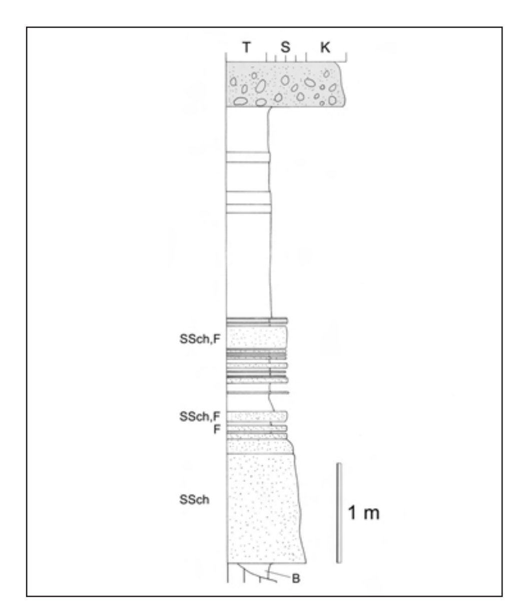


Abbildung 4: Doline 2-1998. Das basal sandige Profil schließt im höheren Abschnitt Tone des Overbank-Bereichs auf (T = Ton; S = Sand; K = Kies; SSch = erkennbare Schrägschichtung, F = Gehalt an aufgearbeiteten Silt-Fragmenten; B = Basalton auf Kalkoberfläche). Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän. Verstellung korrigiert.



Abbildung 5: Doline 5-2003. Rötlich-braune Sande der basalen Schichtfolge über Basalkonglomerat. Der Pfeil deutet auf eine Erosionsdiskordanz; hangend mittelpleistozäne Abfolge.

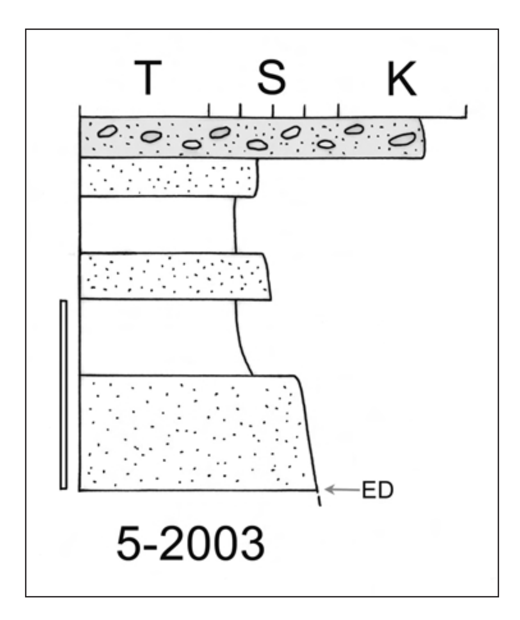


Abbildung 6: Doline 5-2003. Höherer Abschnitt des Profils oberhalb einer Erosionsdiskordanz (ED) mit feinsandigen und siltigen Anteilen.Vgl. mit Profil Abb. 4. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän. Maßstab = 0,5 m. Verstellung korrigiert.

Einschaltung von max. 0,4 m Mächtigkeit, die randlich noch horizontal verläuft und mit den liegenden und hangenden Schichten in die Schüsselform abbiegt. Von der Unterseite dieser sandig-kiesigen Einschaltung gehen in der Randzone dünne, max. ca. 20 - 25 cm messende Spalten (vermutlich Frostspalten) in die Tiefe, die mit grober und feiner Matrix des Hangenden plombiert sind. An anderer Stelle hat sich an der Liegendgrenze der kiesigen Lage eine säckige, in den basalen Teil der Sande einsinkende, mit nachgesacktem Kies des Hangenden gefüllte Form gebildet (ein „Frostsack“ nach Brüning (1972) mit vermutlich nachgesackter Kiesfüllung, vgl. Abb.7). Am Oberrand der rotbraunen Sande (dicht unterhalb der die Mosbach I- Sedimente kappenden Erosionsdiskordanz) ist eine weitere säckige Form erkennbar von der Art, wie sie auch im N-S-Profil dieser Doline vorhanden ist (Abb. 7). Etwas weiter zentral zeigt sich ein ca. 0,5 m breiter Spalt mit ± parallelen Wandungen, der vom (gekappten) Oberrand der Füllung schräg-vertikal in die Tiefe führt (vgl. Kap. 5). Er ist mit (3) gelbfarbenem sandigen Mittelkies erfüllt, der aus jetzt erodiertem höherem Niveau in die heutige Tiefe gelangt ist. Abb. 8 gibt einen Ausschnitt aus dem N-S-Profil.

Doline ***1-2000***: Durchmesser ca. 18 m, aufgeschl. Tiefe ca. 2 m. Schichtfolge: (1) Basalkonglomerat, Mächtigkeit 0,4 m; größte Blöcke darin 0,35 m. (2) grau-rötlicher Mittel- bis Grobkies, max. 0,8 m. (3) Wechselfolge rötlich-braune Sande, rötliche Silte, > 1 m. Schöne Schüssel-Lagerung; im Zentrum mehrere – vermutlich gravitativ in Einheit (2) eingesunkene – bräunliche sackförmige Siltkörper > 1 m Durchmesser. Größter Neigungswinkel in Schichteinheit (2) mit 40°.

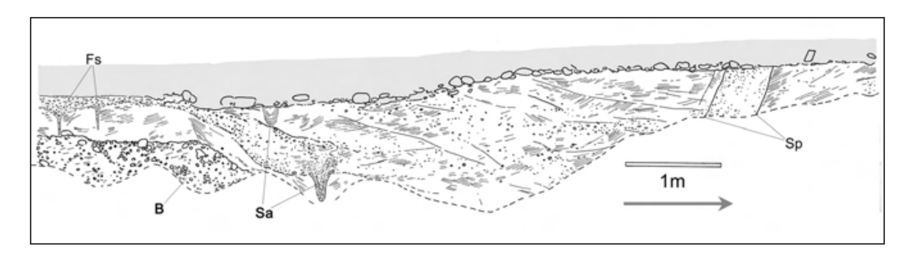


Abbildung 7: Doline 5-2004, W-E-Profil. B = Basalkonglomerat. Sedimentäre Periglazialstrukturen: Fs = Frostspalten, Sa = Sackförmige Sand- und Kieseinstülpungen in zum Dolinenzentrum geneigten Schichten. Sp = Spalt mit Kiesfüllung. Pfeil: Richtung Dolinenzentrum. Vgl. auch Abb. 22, 23.



Abbildung 8: Doline 5-2004, N-S-Profil. Der Bildausschnitt zeigt den zentralen Teil der Füllung mit der hier mächtigen Lithofazies der rötlich-braunen Sande. Am Bildrand rechts ist das Basalkonglomerat erkennbar. Rechts oberhalb des Meterstabs: siltig-tonige Füllung.

Aufschluss ***3-2007***; Doline ***1-2007***) (Abb. 9). ***3-2007*** in deutlicher „Horst“-Situation (daher nicht Doline), offensichtlicher Zusammenhang mit ***1-2007***. Aufgeschlossene Tiefe ca. 1,5 m. Schichtfolge: (1) braune kiesige Sande > 1,5 m, schräggeschichtet. Schichteinheit (2), graue/graugelbe Sande und Feinkiese, erodiert partiell Einheit (1). Hangend (3) ca.0,8 m licht-gelbbrauner massiger Ton. Einheiten (2) und (3) sind verstellt, sie sinken im E-Teil des Aufschlusses mit deutlicher Biegung (Winkel 5 - 8°) nach E ab. Dabei zeigt die Basisfläche des Tonkörpers (3) eine unregelmäßig-wellige Beschaffenheit in die unterliegenden grauen Sande hinein mit gestörtem Kontakt; die Tone sind auf dieser Fläche (zumindest partiell) verrutscht. 58 m weiter SE ist Doline ***1-2007*** aufgeschlossen (s. Abb. 37). Schichtfolge: (1) rötlich-braune Sande, schwach bis stärker kiesführend, Mächtigkeit > 1,5 m. (Innerhalb der Schrägschichtungskörper vermut-



Abbildung 9: Aufschluss 3-2007, W-E-Profil. Siltige Tone (Bildmitte) sinken oberhalb horstartig stehengebliebener Sande in Dolinensituation ab. Bei Meterstab Rinneneinschnitt der basalen Sequens des grüngrauen mittelpleistozänen Mosbach-Zyklus.

lich syngenetisch entstandene gravitative und kleinmaßstäbliche Verstellungen.) Oberhalb einer hangenden Erosionsdiskordanz (2) stark kiesige gelblich-graue Sande, basal besonders grob; deutliche Schrägschichtung, gefolgt von (3) tonig gebundenem graugelben Feinkies. Einheiten (2) und (3) aufgeschlossen als ca. 1,5 m mächtige Wechselfolge, die Schichtmächtigkeiten schwanken im Bereich 0,1 bis 0,4 m. Interpretation: Ein Zusammenhang mit dem etwas höher (1,5 - 2 m) gelegenen „Horst"-ähnlichen Aufschluss ist offensichtlich; im Zuge des Absinkens der Tone (in Aufschluss ***3-2007***) und der Dolineneintiefung (***1-2007***) haben Erosion und Verlagerung/Umarbeitung zu Auftrennung und Vermehrung der Schichten geführt.

In Aufschluss ***4-2007*** (3. 8. 2007) ist ein nur leicht und wellig verstellter toniger Dolinen"kern" mit einem Durchmesser > 72 m entblößt, die Mächtigkeit der Tone bzw. siltigen Tone ist > 3 m. Die Basis der mittelpleistozänen Sedimente liegt hier max. 3 m unterhalb des Tops der altpleistozänen Tone. Position: ca. 50 m nördlich von ***3-2007***; Zusammenhang mit ***3-2007*** möglich.

4.3.2 Eng-schüsselförmige Dolinenfüllungen

Doline ***2-2003*:** Durchmesser ca. 8 m, größte aufgeschl. Tiefe = 2,2 m. Die sedimentäre Abfolge: Zuunterst (1) max. 0,8 m grünblaue Basaltone sowie Terra fusca (fossiler Kalksteinbraunlehm) mit schwärzlichen Manganoxidbelägen als Auskleidung der Hohlform. Folgend (2) eine 0,3 m dicke Schicht ockergrau-farbenen Sandes, überdeckt von (3) 0,3 m mächtigen grüngrauen, teils kiesigen Sanden. Füllungs"kern" bis zum Oberrand (dort Kappung durch mittelpleistozäne Folge) (4) rötlich-braune Sande mit kiesigen Einschaltungen, max. 1,3 m.

In sedimentärer Einheit (4) lassen sich zwei keilartige Strukturen lokalisieren, die als Füllungen von Eiskeil-Formen interpretiert werden (vgl. Abb. 10, 29; Beschreibung unter Kap. 7).

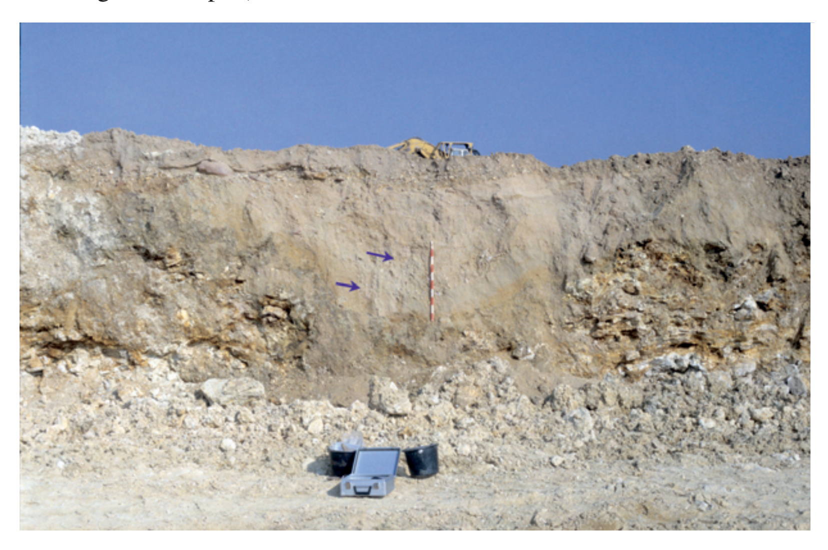


Abbildung 10: Doline 2-2003, Übersicht. Pfeile: Lage von Eiskeil-Pseudomorphosen. Vgl. auch Abb. 29.

Doline ***7-1997***: Durchmesser ca. 8 m, größte aufgeschl. Tiefe = 3,2 m. Zutiefst (in kleinen Schlotten des Kalkes) hellgrüner Basalton, Dicke 0,05 - 0,1 m. Basal (1) rot- bzw. gelbfarbener kiesiger Sand bzw. sandiger Grobkies, Mächtigkeit ca. 0,3 - 0,5 m. In diesem Blöcke des (erosiv aufgearbeiteten ?) vermutlichen Basalkonglomerats bis > 30 cm Kantenlänge. Darüber folgend (2) rötliche Sande, z. T. mit Schrägschichtung, Mächtigkeit 1 - 1,5 m. Der Schichtverband ist offensichtlich sekundär durch Spaltenbildung und Kryoturbation (?) gestört. Auffallend eine senkrechte, im oberen Drittel trichterförmige, nach unten sich verengende Struktur, bei deren Bildung die angrenzenden Sedimente offenbar verformt wurden und die offenbar horizontal verfüllt wurde (Abb. 11, 30). Diese wird als Eiskeil-Pseudomorphose gedeutet. Die groben Kiese der tiefsten Einheit (1) sind im mittleren Höhenbereich der Doline lokal zu rundlichen „Kesseln" konzentriert (siehe Abb. 31). Sekundär verfüllte Spalten geringerer Tiefe treten im höheren Abschnitt der Einheit (1) auf (siehe Abb. 31).

Doline ***8-2003:*** Durchmesser ca. 22 m, größte Profiltiefe 3 m. Basal bis 0,5 m dicke braune Terra fusca als Rinde. Darüber (1) rötlich-braune kiesige Sande mit geringmächtigem Basalkonglomerat (Mächtigkeit im zentralen Abschnitt 2,5 m), darin im höheren Abschnitt vermutlicher Frostspalt. Lateral eingeschaltet (2) grünliche Silte in zwei vertikal aufeinanderfolgenden Bändern von 0,25 m Dicke, die mit einer Neigung von 5° - 10° zum flachen Außenrand der Doline (und darüber hinaus ?) ziehen. Hangende Diskordanz; Überlagerung durch Mosbach II-Sedimente.

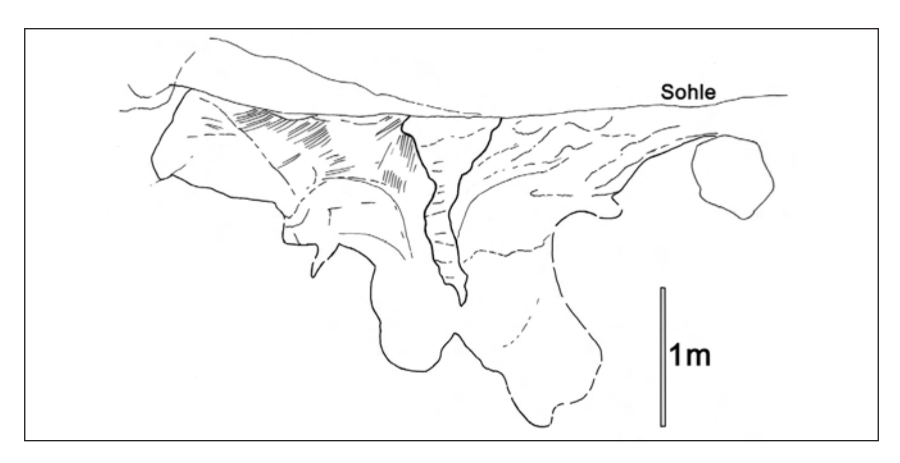


Abbildung 11: Doline 7-1997. Vereinfachte Darstellung mit zentraler Eiskeil-Pseudomorphose und lateralen Schichtverstellungen. Vgl. auch Abb. 30, 31.

Doline ***9-2003***: Durchmesser ca. 14 m, größte Profiltiefe 3 m. Basal braune Terra fusca als max. 0,4 m dicke Rinde. Darüber (1) grünliche bis gelbgraue Sande, basal gröber, 0,8 m mächtig. (2) stark kiesiger rötlicher Sand, nach oben wechselnd in (3) sandige rötlich-braune Lithofazies (3), insgesamt 1,5 m, hierin Frostspalten-Bildungen. Hangend, durch Geröllband vom Liegenden getrennt, (4) gelbfarbene Sand- und Kiesfazies. Hangende Diskordanz; Überlagerung durch Mosbach II-Sedimente.

Doline ***10-2003***: Durchmesser ca. 8 m, aufgeschl. Tiefe = 2 m. Basalzone nicht aufgeschlossen. Im tieferen Abschnitt der Füllung (1) kiesige und siltige Sande, 0,8 m mächtig. Mittelzone des Vertikalschnitts (2) grobe Kiese mit zahlreichen Blöcken, in Mulden-Lagerung. Hangend (3) graugelbe bis grau-rötliche braune Sande. Darüber Diskordanz und Überlagerung durch Mosbach-Sedimente.

4.3.3 Steilgestellte Dolinenfüllungen

Doline ***2-2002:*** Spannweite = 7,4 m. Aufgeschl. Profilhöhe = 2,6 m. Die sedimentäre Abfolge von lateral nach zentral: Basale Schichtfolge unbekannt. Lateral (Kontakt zu Harnisch) (1) 0,4 - 0,5 m fein- bis mittelkiesige rötlich graue Sande. Diese gehen offensichtlich in (2) rötlich-braune Sande größerer Mächtigkeit über. In Einheit (2) hinein gravitative chaotisch-ungeschichtete Verlagerung (3) braunvioletter bis orangegelber Silte, diese teilweise laminiert (mm-Bereich), konzentriert insbesondere im zentralen Abschnitt der Dolinenfüllung (vgl. Abb. 12). Darin lokal ± eckige Fragmente (bis 15 cm Durchm.) eines (4) massigen hellgelben siltigen Tons. Am Oberrand partiell erhalten schräggeschichtete rötliche Feinsande [Einheit ?(2)] in erosiv-sedimentär verschränkter Abfolge horizontaler und einfallender Schichten. An den Rändern (Kontakt zum Kalk) grünliche Tone mit Harnisch und ± horizontalen Schleppfalten (Abb. 13). Deutliche Asymmetrie: N-Hälfte fast vertikal bis sehr steil gestellte Schichten, S-Hälfte ca. 45°- Schrägstellung, wenig geordnete Wechselfolge von schichtigen Silten, Fein- bis Mittelkiesen, Sanden. In Sanden nahe am Oberrand der Füllung Kleincañon-ähnliche Erosion (Abb. 14) mit sedimentärer Plombierung; an anderer Stelle in überein-

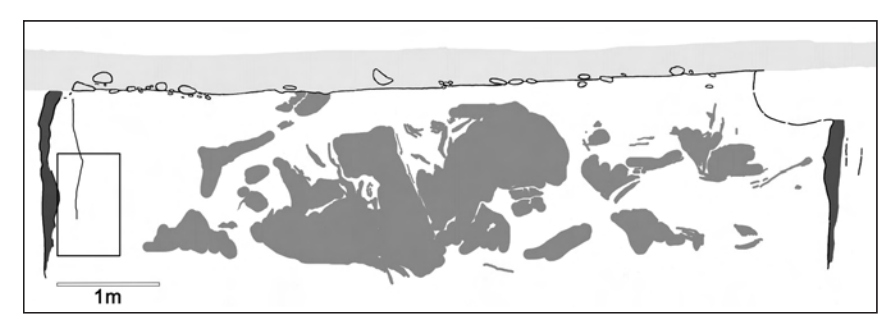


Abbildung 12: Doline 2-2002. Gravitativ-chaotische Einlagerung von Silten (mittelgrau) in den Schichtverband von Sanden (ohne Tönung). Dunkelgraue Markierung: links- und rechtsseitige Randtone. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän. Rechteck-Markierung: Ausschnitt Abb. 13.



Abbildung 13: Doline 2-2002. Abfolge von randlich versteilten Sanden an der N-Seite der Doline. 1: Harnisch mit Schleppfalten im Randton. 2: Fast senkrecht versteilte kiesige Sande. 3: Stark gekippte Sande mit Ausbildung von treppenartigem kleintektonischem Versatz.

stimmend hohem Niveau Sedimentation auf ± horizontaler Fläche (Schichteinheit [2]).

Doline ***1-1999:*** Spannweite > 4,0 m, Profilhöhe = 2,7 m. Nur teilweise aufgeschlossen bzw. partiell gestört mergelige grünfarbene Randtapeten (Abb. 15). Die sedimentäre Abfolge (von lateral nach zentral): (1) Grünliche bzw. grüngraue Sande, max. 0,2 m. (2) rötlich-braune Fazies als sandiger Fein- und Mittelkies, 0,8 m; (3) Fein- bis Mittelsand, grau-rötlich, > 0,5 m (4) Silt, gelbgrün, grünlich-

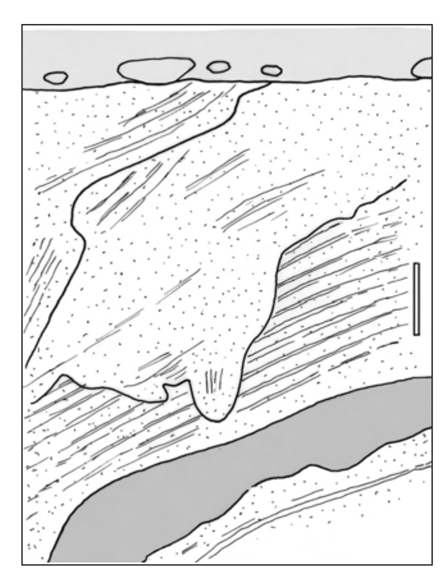


Abbildung 14: Doline 2-2002. Ausschnitt aus höherer Schichtfolge mit stärker geneigten Silten (dunkelgrau) und Sanden, in letzteren verfüllte erosive Kleinrinnen. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän. Maßstab = 10 cm.



Abbildung 15: Doline 1-1999, vereinfachte Darstellung. Mittelgrau: Verlagerte und versteilte Siltfragmente in sandiger Matrix (ohne Tönung). Dunkelgrau: Partiell verlagerter Randton.

grau und rostbraun, vgl. Abb.15. Am Top der Schichtfolge ein orangefarbener Silt-„Sack“.

Die am weitesten lateralen Schichteinheiten ursprünglich basal. Erhaltene Schrägschichtungsblätter belegen, dass die basalen grünen Sande auf ± waagrechte Fläche aufsedimentiert wurden; Übergang von Schichteinheit (1) zu (2) primär ohne Störung, sekundär gravitative Verstellung insbesondere der Kiese. Füllungs“kern“ aus fein- bis mittelsandiger sowie siltiger Lithofazies ([3] - [5]); insbesondere die Siltkörper sind annähernd vertikal gestellt und verengen sich im Verlauf zur Basis tütenförmig (Abb. 15). Die Füllung ist asymmetrisch, südseitig ist z. B. Einheit (2) schmäler.

Doline ***3-2003:*** Spannweite = ca. 15 m. Profilhöhe = 8,5 m. Vgl. Abb. 16 zur Situation. Die sedimentäre Abfolge: Basal partiell graue/graubraune Tone von max. 1 m Mächtigkeit. Im tieferen Abschnitt der Füllung in Kontakt zu mergeligen grünfarbenen Harnischen (1) blass-rötlich-braune Grobsande mit Feinkies-Anteil, darin vereinzelt größere Gerölle oder Tonklasten. Diese Fazies mit (2) graugelben bis grau-rötlichen Sanden im tieferen Teil der Dolinenfüllung verbreitet, Mächtigkeit = ca. 2 - 3 m. Im mittleren und höheren Teil der Füllung auch gelbliche Sande und Silte; randnah neben fahlgelben Sanden auch sandiger rötlicher Mittelkies [Einheit (1)]. Einheit (3): Im mm-Bereich laminierte siltige Tone, goldgelb, minimale Mächtigkeit = 2,8 m.

Diese Schichtabfolge ist stark verstellt bzw. partiell gestört. In der höheren Hälfte der Gesamt-Profilhöhe sind Schrägschichtungs-Mesoformen (mittl. Mächtigkeit ca. 15 - 20 cm) aufgeschlossen, deren Sohlflächen ca. 20° bis 40° (nach SSW) gekippt sind; tiefer nimmt die Kippung zu, versteilte rötlich-braune Sande [Einheit (1)] sind hier auch bogig verstellt. Im höheren Abschnitt erscheinende Mittelkiese [Einheit (1)?] sind wiederum fast vertikal verstellt. Im tieferen Abschnitt der Füllung nahe dem Rand isoliertes Auftreten vermutlich verlagerter hellvioletter Silte. Einheit (3) (siltige Tone) ist gravitativ in die Sande hinein gesunken,

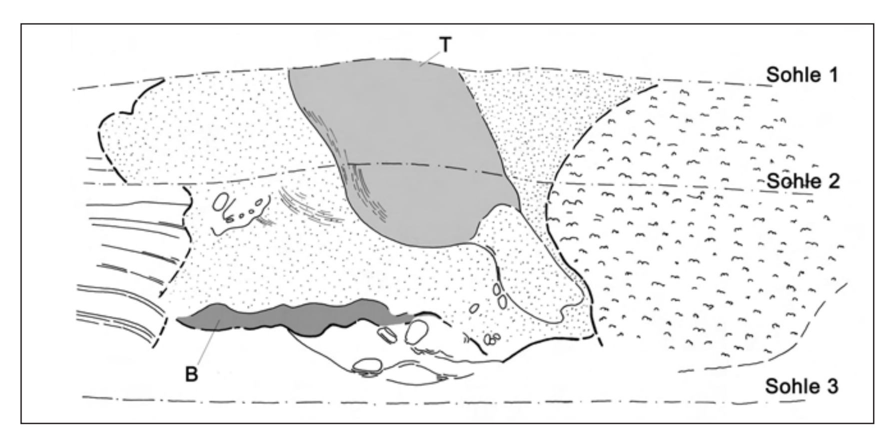


Abbildung 16: Doline 3-2003, vereinfachte Darstellung der Lagerungssituation. Linker Bildrand: gebankte Kalke, rechte Seite: Algenkalk der tertiärzeitlichen Kalkunterlage. B = Basaltone, T (mittelgraue Markierung) gravitativ eingelagerter siltiger Ton. Punktsignatur: Sande u. kiesige Sande.

verkippt und zeigt bogige Deformation der Lagen (Abb. 16, 17). Im mittleren bis höheren Abschnitt der Füllung eine im Ansatz schüsselförmige Verstellung unterschiedlicher Schichten. Ein frühes Aufschluss-Bild dieser Doline ist in KELLER & RADTKE (2007) wiedergegeben.



Abbildung 17: Doline 3-2003; Detail aus höherem Abschnitt mit rötlich-braunen Sanden (links) und eingesunkener siltig-toniger Füllung (rechts).

4.3.4 Geringmächtige Dolinenfüllungen

Doline ***1-1996:*** Durchmesser ca. > 25 m; Profile vgl. Abb. 18, 19 sowie 34. Basalkonglomerat > 0,4 m. (2) > 0,5 m rötlich-braune Sande, schräggeschichtet. Hangend (3) Sandiger Grobkies mit Blöcken > 0,4 m. Überdeckt durch Mittelpleistozän. In Einheit (2) zwei erosiv angelegte Klein-Cañons von ca. 0,4 bis 0,7 m Breite sowie 0,5 m Tiefe. Diese später verfüllt durch z. T. tonklastenführende Sande [Einheit (2)].

Doline ***6-2003:*** Durchmesser unbekannt, Profilhöhe = 1,5 m. Basalkonglomerat nicht aufgeschlossen. Zuunterst (1) rötlich-braune Sande (> 0,5 m), lokal gravitative Einlagerung gröberer Kiese. Diese Sande etwas höher mit dünnen feinsandig-siltigen Einschaltungen (im cm-Bereich) sowie einigen grüngrauen Tonklasten (max. Durchm. = 6 cm). Hangend (2) Schotterlage von 0,5 m Mächtigkeit, schräggeschichtete **Gh**-Lithofazies (vgl. MIALL 1996). Hierin ± basal ein annähernd rechteckiger Buntsandstein-Driftblock (0,2 m Dicke, 0,6 m Länge). Überlagert von Mosbach II-Schichtfolge.

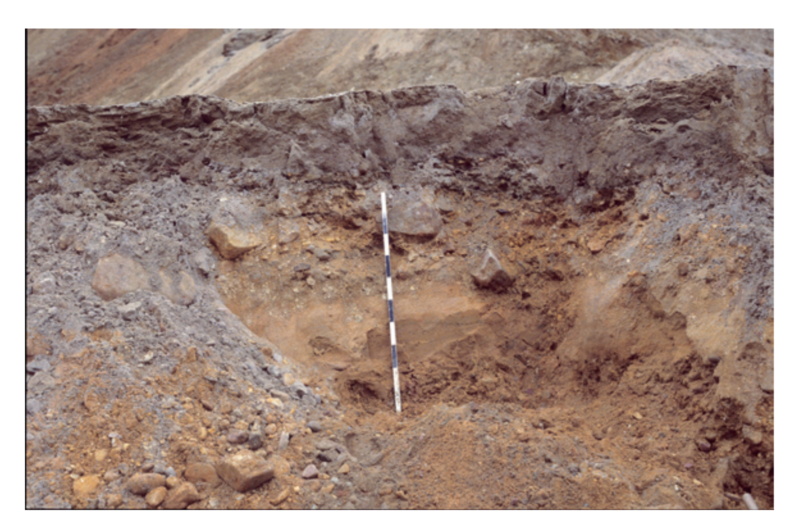


Abbildung 18: Doline 1-1996. Eine „Flachdoline“ mit reduzierter gröberklastischer Füllung. Oberhalb Meterstab Beginn des graugrünen mittelpleistozänen Mosbach-Zyklus.



Abbildung 19: Doline 1-1996, höherer Profilabschnitt; Ausschnitt. In rötlich-braunen Sanden sind die Umrisse (Pfeile) eines Kleincañons sichtbar, dessen spätere Füllung Tongerölle enthält.

Doline ***7-2003***: Durchmesser unbekannt, Profilhöhe vgl. Abb. 34. Zutiefst (1) Basalkonglomerat von 0,5 m Mächtigkeit, im Aufschluss von W nach E zum Dolinenzentrum geneigt; lokal an der Basis Blöcke bis > 30 cm Durchmesser. Darüber folgend (2) rötlich-braune Sande > 1,2 m. Darüber (3) sandführende Schotter, z. T. anstehend (> 0,2 m), partiell, vermutl. sekundär verlagert.

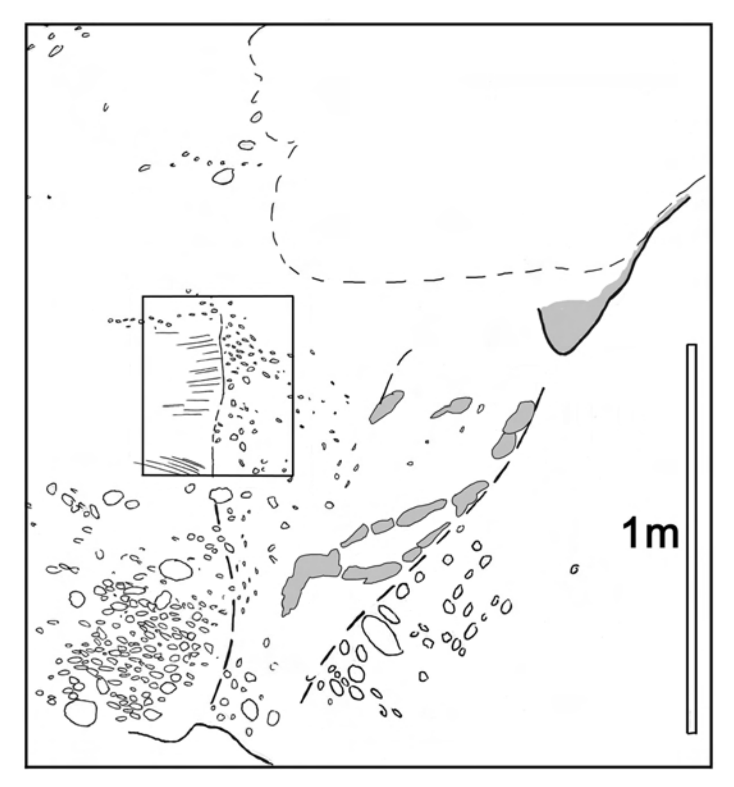


Abbildung 20a: Doline 7-2003, Teilansicht. Ein kleiner, später verfüllter Cañon hat sich in die basale Schichtfolge eingeschnitten. Grau: Schichtfragmente und Gerölle aus Siltmatrix. Rechteck: Lokalisierung von Abb. 20b.

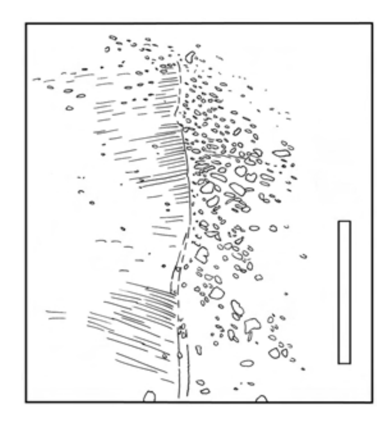


Abbildung 20b: Doline 7-2003, Ausschnitt aus Abb. 20a mit vertikaler Erosionsgrenze. Maßstab = 20 cm.

In Schichteinheiten (1) und (2) ist lokal ein tief eingeschnittener Cañon mit z. T. senkrechten Wänden beobachtbar (Abb. 20a, b), der sich ähnlich einem V-Tal nach unten stark verengt. Er wurde von rötlich-braunen Sanden [Einheit (2)] aufgefüllt, die stark versteilte Füllstrukturen in Gestalt unregelmäßig geformter Schichtbänder aufweisen. An einer Flanke des Cañons sind Sandgerölle und verformte Schichtfragmente abgeglitten.

Doline ***1-2002***: Durchmesser unbekannt; Profil vgl. Abb. 34. Situation erwähnt und abgebildet in SEMMEL (2004, Abb. 6; 2005a, Abb. 9). Sedimentäre Abfolge: Basale Schichtfolge nicht aufgeschlossen. (1) kiesiger rötlich-brauner Sand mit zwei bis drei dünnen Grobkies-Bändern, an deren Top schräggeschichtete Sande (Mesoform), aufgeschlossene Mächtigkeit insgesamt ca. 0,7 m. Darüber folgend (2) ein grober, Blöcke bis > 10 cm führender rötlicher sandführender Schotter, über dem ein dünnes Basalkonglomerat des mittelpleistozänen Zyklus folgt. (In Einheit (1) deutliche 10°-Kippung nach N.)

4.3.5 Füllungen von Spalten bzw. Schlotten

Untersucht wurden sechs im Bereich 1a-1f-2006 (s. Abb. 37) an der Oberfläche der Kalktafel auftretende Spalten- bzw. Schlottenfüllungen, die sich unterhalb mittelpleistozäner Überdeckung erhalten haben. Diese Hohlräume weisen Breiten von < 1 m bis ca. 1,5 m sowie Tiefen von > 1 m bis insgesamt 2 - 3 m auf. Die Füllungen bestehen aus z. T. mächtigen Basaltonen bzw. Terra fusca, über denen vorwiegend kiesige Sande und sandige Kiese (seltener reine Sande) erhalten sind; siltig-tonige Klasten sowie auch merkbare Tongehalte belegen vorausgegangene erhebliche Umlagerungsprozesse in diesen gröberen Sedimenten. Eine Ähnlichkeit mit der Lagerungssituation in den Dolinen ist durchaus geben, z. B. können wie dort vertikale tonige Randtapeten auftreten, auch sind die sedimentären Füllungen meist – wohl durch Sackungsprozesse – verstellt. Nach den Befunden ist

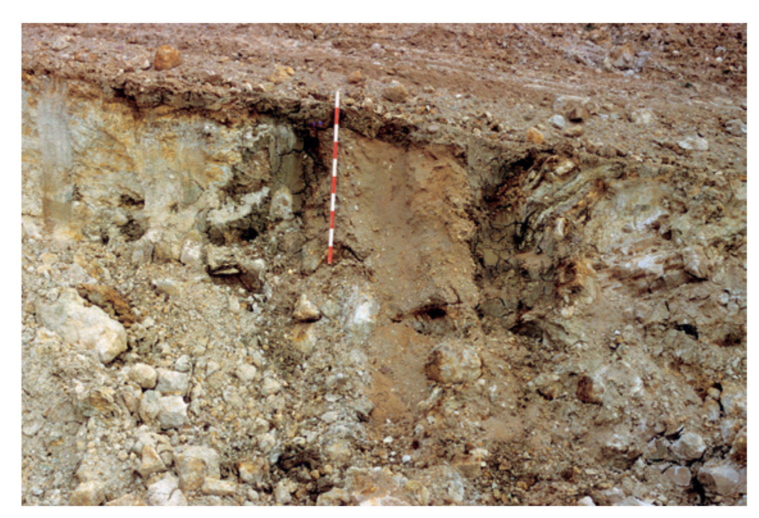


Abbildung 21: Beim Abbau angerissene Schlotten- bzw. Spaltenfüllung im Kalk mit Randtonen und rötlicher sandig-kiesiger Füllung. Südabschnitt Ostfeld.

zu vermuten, dass namentlich die Sedimente der weniger tiefen Spalten- und Schlottenfüllungen von wiederholten Erosions- und Umlagerungsprozessen betroffen wurden. Abb. 21 zeigt das typische Bild einer Schlottenfüllung.

5 Tektonik

Die tieferen sandigen Dolinensedimente sind fast immer tektonisch zerbrochen. Die auftretenden Störungsflächen fallen vom Zentrum der Doline weg nach außen ein (Abb. 22). ANDERLE (briefl. Mitt.) beurteilt die Verstellungen wie folgt: „Wichtig ist die Beobachtung, dass an den Bewegungsflächen kleine Aufschiebungen in Richtung auf das Zentrum der Doline hin stattgefunden haben. Zu vermuten ist, dass die stärkere Absenkung im Zentrum der Doline diese zentripetalen Bewegungen ausgelöst hat“. In der Abfolge lateral ! zentral resultiert daher treppenartiger Versatz. Derartige Versatz-Treppen finden sich bevorzugt in Dolinenbereichen, die starker Senkung ausgesetzt waren (insbesondere bei ***2-2002***; ***1-2003***; ***5-2004***); die Sprunghöhen der (in den Sanden zuweilen etwas verschleppten) Stufen reichen von mm- bis zu cm-Beträgen (max. ca. 5 cm).

Wahrscheinlich liegen konzentrische, konform zur Dolinenbegrenzung verlaufende Störungsflächen vor. Auf das Senkungszentrum eingestellte tektonische Flächen können nur syngenetisch entstanden sein. Dies wird indirekt belegt durch einen Befund aus Doline ***5-2004***. Hier haben gelbfarbene Kiese (Sedimente der höheren Sequenz I), aus höherem Niveau nach unten vordringend, einen breiten, tektonisch vorgeprägten Spalt ausgeräumt (Abb. 7, 23). BRÜNING (1975; Abb.

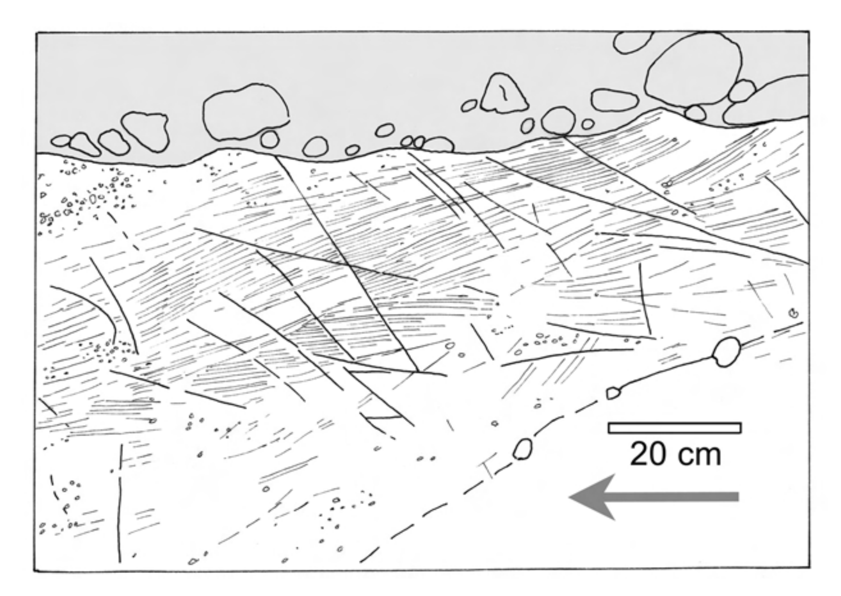


Abbildung 22: Doline 5-2004, Tektonik in Sanden. Eine Mehrzahl der tektonischen Flächen fällt vom Zentrum der Doline weg nach außen ein. Pfeil: Richtung Dolinenzentrum.

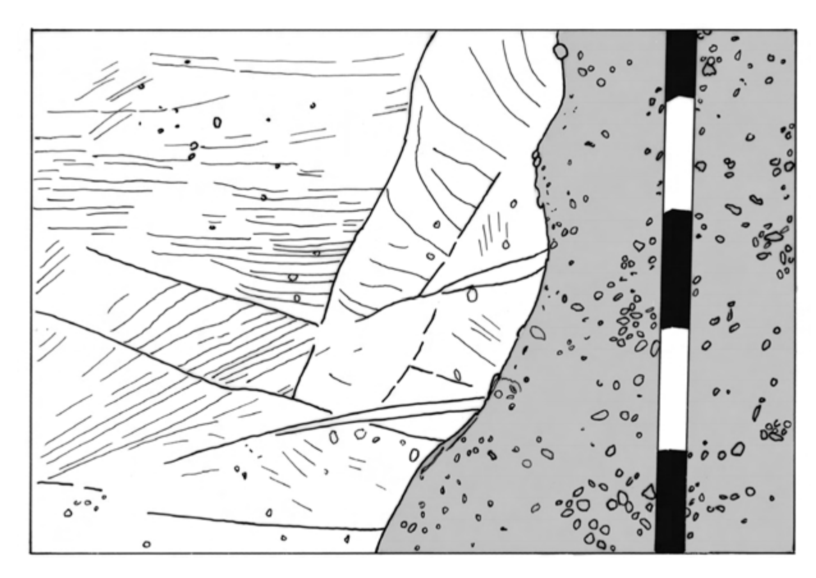


Abbildung 23: Doline 5-2004, Tektonik in Sanden. Tektonische Störungen am Randbereich eines mit Kies erfüllten Spalts (graue Tönung). Vgl. Text und Abb. 7.

31 - 32) bildet instruktive Beispiele altpleistozäner Dolinentektonik ab aus vergleichsweise etwas höheren Dolinenbereichen. Dort waren offensichtlich gravitativ einsinkende Tone der altpleistozänen Sequenz II Auslöser tektonischer Verstellungen unterhalb der belastenden Massen.

6 Fossilien

Es ist sehr bemerkenswert, dass im Zeitraum von 15 Jahren, in dem seitens der Denkmalpflege über 800 Begehungen der Mosbach-Sande erfolgten, lediglich drei Fossilien aufgefunden wurden, die zweifelsfrei aus den altpleistozänen Dolinensedimenten stammen. Bei zweien handelt es sich um Molaren eines alteiszeitlichen, nicht caballoiden Pferdes (Bestimmung Prof. Uerpmann, Tübingen), diese Oberflächenfunde resultieren vermutlich aus rötlich-braunen Sanden oder Kiesen der tieferen Sequenz I. Ein fossiles Treibholz wurde, in sehr zersetztem Zustand, in einem Profilschnitt der Doline ***1-1996*** geborgen. Zum Vergleich: Im gleichen Zeitraum wurden aus den Sedimenten des mittelpleistozänen Zyklus (Mosbach II, Sequenzen 1 - 3) ungefähr 1000 tierische Großreste (vorwiegend Mammalia) geborgen, von den häufigen pflanzlichen und Molluskenresten nicht zu reden.

Vor diesem Hintergrund sollten die Faunenlisten, in denen eine umfangreichere Säugetierfauna des Groben Mosbach aufgelistet wird (z. B. VON KOENIGSWALD & HEINRICH 1999) unbedingt kritisch betrachtet werden. Die Existenz einer arten- und individuenarmen Säugetier-Fauna des Mosbach I wird nicht bestritten (einige Faunenelemente sind aus älteren Schichten aufgearbeitet, vgl. Liste in TOBIEN 1980), doch ist gerade der Artenumfang sehr kritisch zu sehen, da eine im Zuge

des Abbaues erfolgende Verlagerung jüngerer (mittelpleistozäner) Fossilien in altpleistozäne Schichten die Regel ist. Gleiches gilt übrigens für Wirbellose. So ist z. B. keineswegs sicher, dass das von WENZ (1914) publizierte fossilreiche „Schwemmlößvorkommen“ tatsächlich, wie behauptet, in den Mosbach I-Zyklus zu stellen ist; Mollusken wurden in den hier vorgestellten Aufschlüssen niemals beobachtet, sind aber in den hangenden mittelpleistozänen Ablagerungen durchaus sehr häufig.

7 Klimaindikatoren

7.1 Warmklimaanzeiger

Als solche können generell fossile Böden gelten. Verbreitet auf der Oberfläche des Kalkes (der Wiesbaden-Formation) ist ein fossiler Kalksteinbraunlehm (Terra fusca), der in Hohlformen bis > 70 cm erreichen kann (Abb. 24), aber durchaus auch als flächiger Boden geringerer Dicke auf Kalk auftritt (Abb. 25). Im Sinne der Namengebung ist diese Terra fusca meist ockerfarbig-braun oder auch fahlbraun (vgl. Farbansprache in Kap. 12).

Nach MÜCKENHAUSEN (1993) entsteht Terra fusca – im Gegensatz zur Terra rossa – unter feuchteren Bedingungen. Auch feuchteres Bodenklima des reichlichen Lösungsrückstandes von Mergel kann die Bildung begünstigen (MÜCKENHAUSEN 1993). Nach KUBIENA (1953) besitzen die Terra fusca als „Kalksteinbraunlehm“ und die Terra rossa als „Kalksteinrotlehm“ ein leicht dispergierbares „Lehmgefüge“ (MÜCKENHAUSEN 1993). Eine nähere Untersuchung dieses Bodens steht noch aus.



Abbildung 24: Doline 1-2001, zentraler Bereich. Basal über 70 cm mächtige (etwas verwitterte) Terra fusca-Auskleidung. Darüber liegendes Basalkonglomerat der Dolinenfüllung etwas verlagert.

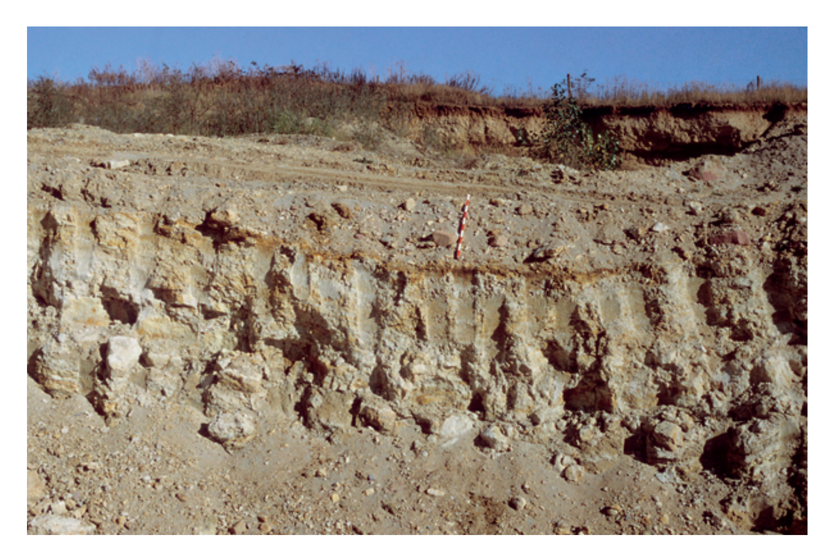


Abbildung 25: Doline 3-1997. Intensiv braune Terra fusca auf der Oberfläche des tertiärzeitlichen Kalks. Hangend Basalkonglomerat der Dolinenfüllung. Rechter Bildrand: Driftblock in Basalkonglomerat.

Fossile Terra fusca auf Kalk wird sowohl von altpleistozänem Grobem Mosbach als auch von mittelpleistozänem Grauen Mosbach erodiert bzw. verschüttet. Das dürfte dadurch bedingt sein, dass der altpleistozäne Fluss nicht alle Terra fusca-Bildungen erodierte (vgl. Dol.***1-2001***, Abb. 24) und die Erosionskraft des mittelpleistozänen Stromes diese erneut freilegte.

BRÜNING (1970) beschrieb erstmals einen fossilen Gley, der auf den von ihm so genannten Hochflutlehmen der altpleistozänen Mosbach-Abfolge entwickelt war. Er nennt aus zwei tieferen Dolinen der damaligen Aufschlüsse eine Gley-Entwicklung „mit Gr-, Gor-, Go, $CaCO_3$-Horizonten", drei andere Dolinen zeigten nach seinen Worten „eine kräftige braune Bodenbildung, die bodengenetisch zwischen Gley und Pseudogley liegt". SEMMEL (2005b) erwähnt den in den Tonen der Doline ***1-2003*** entwickelten Gley mit deutlichem Go-Horizont (seine Abb. 7) und diskutiert Altersstellung und paläoklimatische Aussage des Bodens. Er ist der Ansicht, dass die von BRÜNING (1974) erwähnten Andeutungen einstiger Durchwurzelung warmzeitliches Klima nicht sicher belegen. Er führt aber weiter aus, dass sie gegen einen anderen naheliegenden Einwand sprechen, dass nämlich die Rostfleckung allein das Resultat von Vernässung sein könne, die sich unter dem durchlässigen mittelpleistozänen Mosbach 2 in den dichten Tonen bildete. Da in den Tonen keine Kalkinfiltration erkennbar ist, akzeptiert SEMMEL (2005) den Gley als altpleistozäne Bodenbildung, lässt aber dessen paläoklimatische Interpretation offen.

Nach den Befunden 1994 - 2007 sind fossile Gleye, hervorgegangen aus feinkörnigen Dolinensedimenten, im beobachteten Areal durchaus selten; Doline ***1-2003*** zeigt den einzigen Befund dieser Art.

7.2 Kühlklimaanzeiger

Driftblöcke: Gemeint sind während kühler Klimaperioden durch Eisschollentransport in den Unterlauf des Stromes gelangte sehr große kantige Blöcke (s. Brüning 1970). Ein solcher großer Driftblock liegt im Basalkonglomerat der Dol. ***1-2003*** (s. Abb. 1), Seitenlänge ca. 0,8 m. Ein weiterer ist in den Sedimenten der Dol. ***6-2003*** enthalten sowie ein anderer im Basalkonglomerat der Dol. ***3-1997*** (Abb. 25). Alle bestehen aus Buntsandstein.

Tropfenboden: Der Tropfenboden-Horizont liegt in Doline ***1-2003***, vgl. Abb. 1 und 3 sowie Abb. 26 und 27. Primär entwickelten sich die Tropfenbildungen an der Unterfläche einer im Mittel 5 cm dicken Siltschicht in rötlich-braunen Sanden (Schichteinheit [2]), die wiederum geschichtetem Feinsand aufliegt (siehe Abb. 3). Zunächst kam es hier auf engen Bahnen (horizontale Tropfendurchmesser ca. 5 bis 8 cm) zum Abwärts-Transport von Feinsand (in Feinsand hinein), wobei die abwärts gerichtete feinsandige Tropfenfront eine mehr oder weniger dünne Siltlage vor sich her bewegte. Einer dieser Tropfen ist bereits von der Siltschicht losgelöst in einem etwas tieferen Abschnitt der liegenden Sandschicht zu lokalisieren (er wird von einem größeren, ebenfalls vom Ausgangshorizont gelösten und abwärts gewanderten Tropfen geschnitten).

Zur Bildungszeit dieser ersten Tropfen“front“ war darüber offensichtlich bereits an deren Basis kiesiger, schräggeschichteter Mittel- bis Grobsand abgelagert, denn dieses Sediment sank in die größeren Tropfenbildungen von oben auf wegsamen Bahnen ein und erfüllt einige Tropfen ganz, andere nur halb, in deren höherem Abschnitt (s. Abb. 26).

Bemerkenswert ist, dass einige Tropfen von einem die Form in die Tiefe fortsetzenden „Hof“ begleitet werden, der wahrscheinlich gleichfalls auf die Abwärts-Verlagerung feinkörnig-siltigen Materials zurückgeht.

Für die Entstehung eines Tropfenbodens war die Bildung eines stark wassergesättigten Sediments in abflussloser Situation – wie sie durch die einsetzende Senkung im Bereich der späteren Doline wahrscheinlich bereits vorgegeben war – Voraussetzung. Es ist wahrscheinlich, dass auf gefrorenem Untergrund durch Auftauvorgänge ein Wasserstau entstand. Die primäre Tropfenbildung erfolgte dann durch ein mobil gewordenes Silt-Wasser-Gemisch; wenig später drang dann auf wegsamen Flächen Sand-Wasser-Gemisch nach, die primären Tropfenbildungen ausfüllend, wobei siltige-Rand- bzw. Basisauskleidungen (Abb. 26, 27) erhalten blieben. Bülow (1964) hat darauf hingewiesen, dass die Abwärtsbewegungen in Tropfenböden als vertikaler Ausgleich und nur in hochplastischem Zustand des Sediments vorstellbar sind. An dem hier aufgeschlossenen Tropfenboden ist bemerkenswert, dass primär Silt (mit höherem Raumgewicht) in z. T. siltigen Quarz-(Fein)sand insgesamt größeren Porenvolumens in vertikalem Schwereausgleich eingesunken ist. Die nächstfolgende Füllungsphase (Verlagerung vereinzelt kiesführenden Sandes in Sand) kann dagegen kaum durch gravitative Prozesse erklärt werden. Die Ausbildung der Tropfen entspricht insgesamt dem auch von anderen Vorkommen überlieferten Bild (Brüning 1965, 1967, Gripp 1963, Steusloff 1952). Es ist noch zu ergänzen, dass der Tropfenboden flächenmäßig ausgedehnter war als der überlieferte Erosionsrest.



Abbildung 26: Doline 1-2003: Tropfenboden und Frostspalt in rötlich braunen Sanden der basalen Dolinenfüllung (Frostspalt: rechtsseitige Bildhälfte). Zur Lokation vgl. Abb. 1 bzw. Abb. 3.

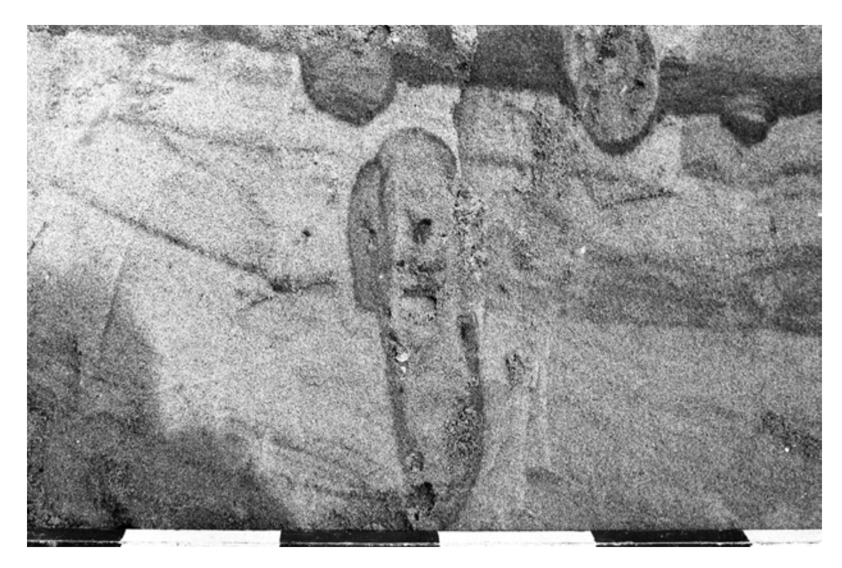


Abbildung 27: Doline 1-2003: Tropfenboden in rötlich-braunen Sanden der basalen Dolinenfüllung, Detail aus Abb. 26.

Kesselförmige Sandeinstülpungen: Es handelt sich hierbei um säckige Verstellungen von Sanden, die in der Dimension von einigen Dezimetern auftreten. Doline ***5-2004*** zeigt am Oberrand der Füllung eine von der späteren mittelpleistozänen Folge gekappte Sandeinstülpung von ca. 35 cm Tiefe (Abb. 28); in einem anderen, tiefer und randnaher gelegenen Profil der selben Doline ist eine weitere Sandeinstülpung erkennbar (siehe Abb. 7), die – nach partieller erosiver Ausräumung ? – von Kiessediment gefüllt wurde. Kennzeichnend ist, dass von dieser Hohlform aus eine wohl auf Einwanderung feinkörnigen Materials zurückzuführende vertikal gerichtete Verfärbung in Gestalt eines „Hofs" ausging (und an entsprechende „Höfe" der Tropfenbildung bei Tropfenböden erinnert, s. o.). Bei Doline ***4-2004*** zieht eine säckige Sandeinstülpung von einer insgesamt flach-welligen Verbiegung einer sandig-kiesigen Schicht aus in die Tiefe.

Zur Entstehung: BRÜNING (1966, 1970, 1972) beschrieb, vorwiegend aus dem mittelpleistozänen Grauen Mosbach, säckige Taschen, die zumeist von einer deutlichen Grenzfläche nach unten gehen. Eine direkte Vergleichbarkeit ergibt sich nicht, da die mittelpleistozänen Gebilde erheblich größer sind. Eine biogene Entstehung der hier vorgestellten Sandverstellungen ist unwahrscheinlich. Wahrscheinlich gehören diese Verstellungen von Sanden in den Bereich des periglazialen Auftaubodens (vgl. BRÜNING 1972).

Spaltenbildungen: In Zusammenhang mit dem vorerwähnten Tropfenboden (Doline ***1-2003***) steht ein lang-konischer Spalt von > 35 cm Tiefe, der den im Schluff ausgebildeten (primären) Tropfenboden durchschlägt (Abb. 26), übrigens an einer Stelle, wo sich zuvor eine Tropfenbildung an der Basis des Schluffbandes befand. Er ist also in der Bildung etwas jünger als der initiale Tropfenboden und geht von der Basis schräggeschichteter Sande – von welch letzteren er auch plombiert wird – aus in die Tiefe.

In einem anderen Profil der gleichen Doline wurde, wiederum in Schichteinheit (2), ein Spalt dokumentiert (vgl. Abb. 2). Diese Spalten werden als Frostspalten gedeutet.

Weitere sehr ähnliche Spaltenbildungen wurden bei Doline ***5-2004*** beobachtet (Abb. 28). Dort sind mehrere Spalten in Einheit (2) im randnahen Bereich der Doline gebildet und später von Kiesen plombiert worden. Es sei erwähnt, dass von einer Kieslage der gleichen Schichteinheit weiter lateral (zentral) auch eine konvexe kesselförmige Sandeinstülpung (s. o.) ausgeht.

Bei Doline ***2-2003*** fallen zwei ungewöhnliche große Spalten auf, die sekundär verfüllt und auch in unterschiedlichem Maß erosiv gekappt sind (Abb. 29). Sie befinden sich in Einheit (3) bzw. (4) der Füllungssequenz (vgl. unter 4.3.2). Der Form nach sind es nach unten trichterförmig-spitz zulaufende Keile, die in deutlicher Differenz zum Nebensediment mit vertikal geschichteten rötlichen Kiesen bzw. kiesigen Sanden gefüllt sind, wobei die deutlich groben Füllungsanteile – bei der größeren Struktur von ca. 80 cm Gesamtlänge und ca. 15 cm Breite – im tieferen Abschnitt der Keilform zu lokalisieren sind. Offensichtlich existiert hier eine tütenförmige Verschachtelung unterschiedlicher Füllungen, denn oberhalb der tieferen kiesigen Füllung folgen (bei der vollständiger erhaltenen Struktur) fast vertikal gestellte rötliche Sande, in die von oben eine schmal-keilförmige kiesig-sandige Füllung eingedrungen ist (letztere wurde erosiv gekappt).



Abbildung 28: Doline 5-2004, kesselförmige Sandeinstülpung am Oberrand des Profils, erosiv gekappt durch hangendes Mittelpleistozän.

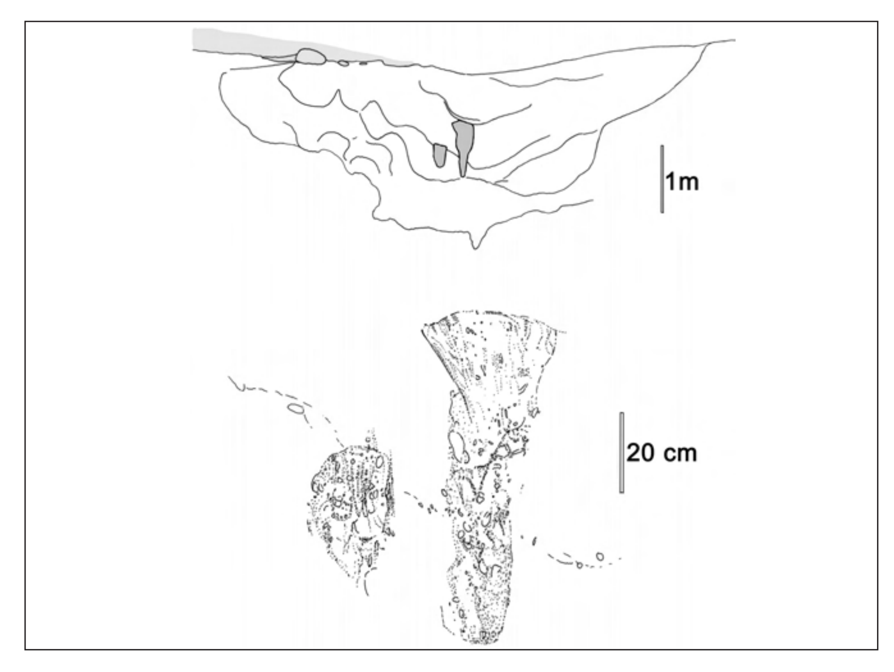


Abbildung 29: Doline 2-2003, oben: vereinfachte Darstellung mit Lage der Eiskeil-Pseudomorphosen. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän. Unten: In den Füllungskegeln sind sandige und kiesige Sedimente verschachtelt.

Beide Spalten sind von Einheit (4) ausgegangen und nach unten gewachsen, wobei der größere Spalt ca. 20 cm in Einheit (3) hineinragt, übereinstimmend mit der anderen nur noch als Fragment erhaltenen Spaltenbildung- bzw. füllung, deren Entstehungsniveau durch die Plombierung mit rötlichen Kiessanden ebenfalls auf Einheit 4 eingeengt werden kann.

Es wird angenommen, dass es sich bei diesen Spaltenbildungen um Eiskeile, bei ihrer Füllung um Eiskeil-Pseudomorphosen handelt. In diesem Zusammenhang schloss auch Doline ***7-1997*** vermutlich gleichartige Befunde auf (Abb. 30 und 31).



Abbildung 30: Doline 7-1997, Gesamtansicht (frühes Profilstadium). Zentral eine auffällige, sedimentär plombierte Eiskeil-Struktur. Vgl. Abb. 11 sowie Abb. 31.

Flächige Kryoturbation innerhalb der Dolinen ?: Im engen Sedimentationsraum der Dolinen sind flächige kryoturbative Schichtverstellungen, wie sie etwa von Brüning (1966) aus dem höheren Abschnitt des mittelpleistozänen Grauen Mosbach beschrieben wurden, offenbar nicht ausgebildet. Zu dokumentieren waren nur vereinzelte bzw. isolierte Schichtverstellungen (eine komplexe bogenförmige Schichtverstellung in den rötlich-braunen Sanden; Konzentrationen von größeren Geröllen in Kesseln, vgl. Dol. ***7-1997***, Abb. 32). Allerdings gibt zu denken, dass lithogenetische Kühlklima-Indikatoren im tieferen Abschnitt der Dolinen konzentriert sein können (s. u.), die später im Zuge der Dolinenvertiefung partiell erodiert wurden (so z. B. der Tropfenboden der Dol. ***1-2003***, der nur im randlichen Bereich außerhalb des Senkungszentrums überlebte). Somit ist belegt, dass die beträchtlichen Erosionsvorgänge in den sich vertiefenden Dolinen zumindest einen Teil der auftretenden Periglazial-Hinweise eliminiert haben.

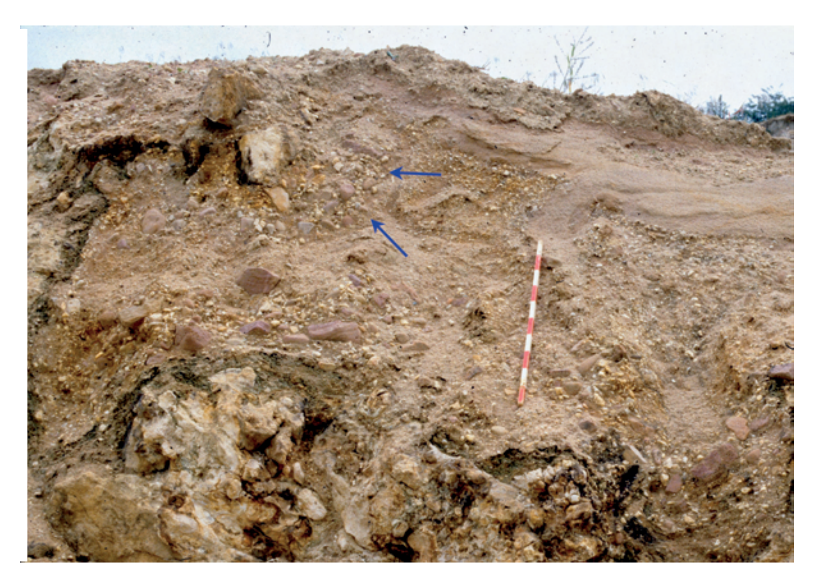


Abbildung 31: Doline 7-1997, Teilansicht (spätes Profilstadium). Wahrscheinlich periglazial bedingte kesselartige Konzentration von Geröllen (Pfeile) sowie (oberhalb Meterstab) später verfüllte Spaltenbildung in sandigen Kiesen.

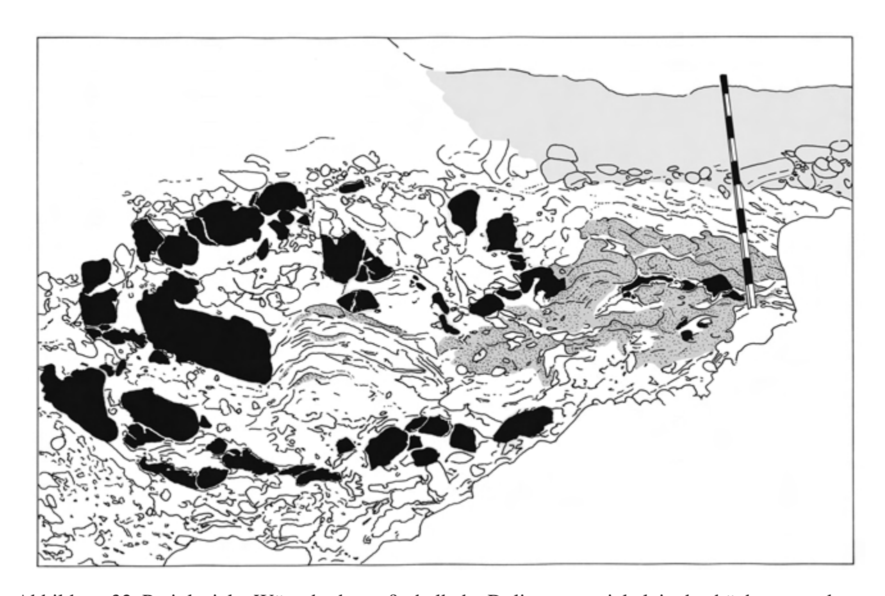


Abbildung 32: Periglazialer Würgeboden außerhalb der Dolinen, entwickelt in den höchsten, verkarsteten Metern der tertiären Kalkoberfläche. Rötlich-braune Sande der altpleistozänen Sequenz I (dunkelgrau getönt) sind mit Basaltonen und Mergeln (ohne Kennzeichnung) sowie Kalksteinen (schwarz) in den oberen Metern des Profils intensiv verknetet. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän.

8 Zeitabläufe der Dolinenbildung

8.1 Absolute Datierungsergebnisse (Paläomagnetik) und deren Problematik

In den Sedimenten des fluviatilen Mosbach-Großzyklus und darin den feinkörnigen Sedimenten der Dolinen konnten in den letzten Jahrzehnten eine Reihe paläomagnetischer Untersuchungen durchgeführt werden (BOENIGK 1978, FROMM 1978, KOČI et al. 1973, SEMMEL 2001). Nicht immer führten sie zu ganz eindeutigen Ergebnissen (z. B. Semmel 2001). Nach verbreiteter Auffassung und basierend auf BOENIGK (1978) sind die Tone bzw. Schluffe der Feinkörnigen Mosbacher Dolinenfüllung (Sequenz II des Mosbach I) in den paläomagnetischen Jaramillo-Event (um 1000 ka) einzuordnen. SEMMEL (2001: 112) beprobte feinkörnige Sedimente der Doline ***2-1998***, jedoch ergab die Auswertung der Messungen Unsicherheit darüber, ob die festgestellte Umkehr dem Wechsel Matuyama-Jaramillo-Event oder aber Matuyama-Brunhes entspricht (nach FROMM (1978) beinhaltet der tiefere Abschnitt des mittelpleistozänen Mosbach II den Übergang von der Matuyama zur Brunhes-Epoche). Wie SEMMEL (2005b) bestätigt, bleibt jedoch ungeachtet dieser Unsicherheit ein Altpleistozän-Alter (> 780 ka) für die Dolinensedimente des ersten fluviatilen Zyklus unstrittig. Damit sind die ausgedehnten Dolinenbildungsprozesse mit den ihnen zugrundeliegenden Korrosionsvorgängen als prä-Brunhes-zeitlich einzustufen; weder vorausgegangene tertiärzeitliche noch post-altpleistozäne Korrosionsvorgänge erreichten das Ausmaß der altpleistozänen Dolinenbildungsintensität.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, dass auf dem an das Blatt Wiesbaden angrenzenden Blatt Hochheim (SEMMEL 1969) kalkfreie t1-Sande und -Kiese anzutreffen sind, in denen Pollen führende Tonlagen untersucht und in die Tegelen- bzw. auch in die Waal-Warmzeit eingestuft wurden; auch Sedimente einer Kaltzeit werden darunter vermutet. Diese Ablagerungen wären danach älter als der paläomagnetische Jaramillo-Event, mit dem die feinkörnigen Ablagerungen des Mosbach I in Verbindung gebracht werden.

8.2 Relative Datierung von Absenkungsbewegungen

Mächtige Dolinenfüllungen: Durch die reißverschlussartige Verzahnung geneigter und horizontaler Schichten (siehe Abb. 3) lassen sich bei Doline ***1-2003*** in Schichteinheit (2) sowie gröberklastischen kiesigen Sanden bzw. Kiesen der Einheit ?(3) mehrere aufeinanderfolgende Stadien von Senkung sowie Unterbrechung der Absenkung nachweisen (die Schichtfolge im höchsten Abschnitt der Dolinen-Randzone war undeutlich aufgeschlossen und daher nicht zu beurteilen).

Absenkungen im Dolinenbereich waren als Ablauf anfänglich offensichtlich nicht plötzlicher oder rascher Art. Sie wurden bei Dol. ***1-2003*** durch sedimentäre Auffüllung wenigstens z. T. kompensiert, ohne dass es aber zu einem Ende der Absenkung kam. Aus der gleichbleibenden Dicke des Basalkonglomerats und der darüber ausgebildeten Schrägschichtung in den basalen Sanden geht hervor, dass beide auf horizontaler Fläche abgesetzt wurden und erst danach Senkung einsetzte. Die entstehende Hohlform war spätestens im höheren Abschnitt der Einheit (2) aufgefüllt; ein erneuter Senkungsschub war offensichtlich mit Einsetzen kräftiger Erosion und Absatz von Schichteinheit (3) verbunden. Letztere scheint

die neue erosiv entstandene Hohlform rasch aufgefüllt zu haben. Das Erscheinen fragmentierter Tonklasten in Sanden bzw. Kiesen und der finale Eintrag massiver, aus der Horizontalen verstellter Tonstein-Komplexe ist sicherlich mit einer weiteren, kräftigen und möglicherweise schubweise erfolgenden Absenkungsbewegung in Zusammenhang zu bringen.

Während dieser Vorgänge wurden die Schichten (2) - (3) und eventuell (4) durch verstärktes Absinken der Doline im zentralen Teil leicht verkippt. Andauernde Setzung in den Sedimenten und zunehmende Belastung der Sedimentsäule führten zur Ausbildung tektonischer Flächen [in Einheiten (2) - (3)].

Zusammenfassend wird daher vermutet, **dass eine erste, substantielle Absenkung der Doline erst nach der Ablagerung des Basalkonglomerats sowie einer ersten Sedimentationsphase der rötlich-braunen Sande erfolgte.** Daher sind Gerölle des Basalkonglomerats übrigens auch außerhalb eindeutiger Dolinentrichter in Gestalt des von BRÜNING so genannten „Geröllschleiers“ verbreitet (Abb. 33). Nach dem ersten Senkungsschub wurde das entstandene Relief dann



Abbildung 33: Mit mächtigen Basaltonen ausgekleidete Schlotte, entstanden im höchsten, verkarsteten Bereich der tertiären Kalkoberfläche außerhalb der Dolinen. Säckige Periglazialformen (dunkelgrau getönt) enthalten abgesunkene Sande und Kiese der basalen rötlich-braunen Lithofazies (altpleistozäne Sequenz I). Schwarz: anstehender Kalk. Hellgrau: Hangendes Mittelpleistozän.

weitgehend oder ganz ausgeglichen. Ungeachtet der durch Diskontinuitäten in der Sedimentation belegten folgenden und wahrscheinlich geringeren Absenkungsschübe **ist danach eine weitere substantielle Absenkung der Doline 1-2003 erst mit der durch die Toneinlagerung belegten Schlussphase der Füllungsvorgänge belegt**.

Dieser Ablauf ist für weitere Dolinenfüllungen (***5-2003***, ***5-2004***) kennzeichnend. Da in diesen relativ vollständige Sedimentsäulen zweier Sequenzen des ersten flu-

viatilen Zyklus bewahrt sind, dürfte die absolute Mindestdauer der Absenkungsbewegungen bei einem Betrag von schätzungsweise >10^2 bzw. 10^4 (?) a liegen.

Einige Dolinenfüllungen belegen, dass bestimmte Bewegungsphasen innerhalb des Senkungsablaufs sehr rasch durchlaufen wurden (Dol. ***1-1999***; ***2-2002***; ***3-2003***) (vgl. Kap. 11).

Geringmächtige Dolinenfüllungen: In den sogenannten „Flachdolinen" sind fast ausschließlich grob- bzw. gröberklastische Sedimente der ersten (frühen) Sedimentationsphase der rötlich-braunen Sande (tiefere Sequenz I) anzutreffen (Abb. 34). Möglicherweise synchron zum Geschehen in den später tiefer abge-

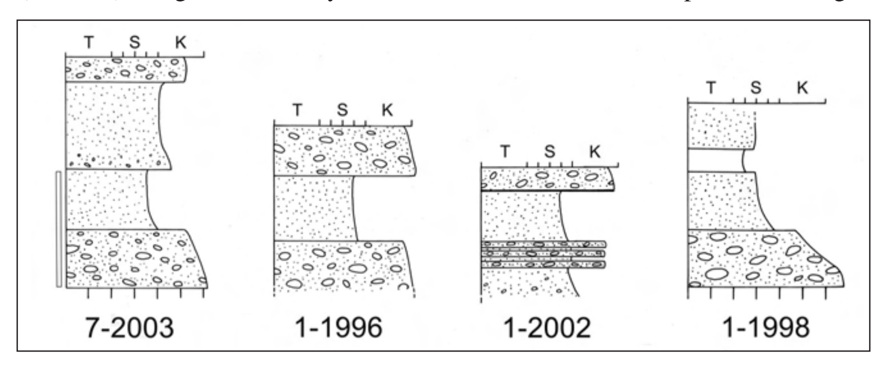


Abbildung 34: Profile sog. "Flachdolinen" mit reduzierten Füllungen im Vergleich (Verstellungen korrigiert). Maßstab = 1 m (1-1998 und 7-2003 auf anstehendem Kalk; 1-1996, 1-2002 und 7-2003 werden von Mittelpleistozän überlagert).

senkten Dolinen treten hier nach einer ersten Ablagerungsphase der rötlich-braunen Sande in einigen Dolinen Erosionsereignisse ein, die nach den vorhandenen Anzeichen (siehe Abb. 19, Abb. 20a, b) mit Wadi- bzw. Kleincañon-Bildung zu vergleichen sind (Dol. ***1-1996***, ***7-2003***). Der nächstfolgende Sedimentationsschub der rötlich-braunen Sande vermochte das entstandene Relief jeweils aufzufüllen, es kam aber durch blockierte Absenkung zu keiner nennenswerten weiteren Aufnahme von Sedimenten. Bemerkenswert ist hier das Auftreten gröberer sandführender Kiese oberhalb des Basalkonglomerats (in Dol. ***1-1996***, ***3-2003***, ***6-2003***, ***7-2003***), die in der Schichtfolge der tiefer abgesunkenen Dolinen fehlen. Ein Driftblock in Doline ***6-2003*** (als Kühlklimaanzeiger) belegt indirekt den tiefen Abschnitt der Sequenz I.

Nicht immer sind geringmächtige Dolinenfüllungen von größeren flächigen und geringmächtigen Vorkommen von Mosbach I-Sedimenten eindeutig abzugrenzen. Deutlich gekippte bzw. eingebogene Schichten wurden hier als Indiz für eine gegebene Dolinensituation bewertet (z. B. ***1-2002***).

Zeitliche Einordnung der Kühlklimahinweise: Ein Großteil der auftretenden Periglazialklima-Indikatoren lässt sich vorläufig auf den tieferen Abschnitt der rötlich-braunen Sande (Frostspalten, Tropfenboden) bzw. das Basalkonglomerat (Driftblock), also den tieferen Abschnitt der altpleistozänen Sequenz I eingrenzen. Diese Feststellung könnte so interpretiert werden, dass intensive periglaziale Überprägung der bis dahin abgelagerten Schichten sich möglicherweise noch

vor der initialen Senkungsphase ereignete. Dies kann so gewesen sein. Doch geben die kesselförmigen, wohl zweifelsfrei periglazial induzierten Sandeinsinkungen der Doline ***5-2004*** zu denken (siehe Abb. 7), die in zum Dolinenzentrum hin gekippten (verstellten) Schichten ausgebildet sind, selbst aber nicht verkippt sind bei streng vertikaler Ausrichtung. Nach diesen Hinweisen würde sich periglaziales Geschehen zeitlich noch in die (erste) Senkungsphase hineinziehen.

Zeitliche Einordnung der Warmklimahinweise: Das zweifelsfreie Vorhandensein von wahrscheinlich ausgedehnten Böden (Gleye) im Overbank-Bereich des altpleistozänen Flusses berechtigt zur Annahme einer der Bodenbildung förderlichen wärmeren Klimaperiode im höheren bzw. späteren Abschnitt der Mosbach I-Sedimentation.

9 Sedimentologie

9.1 Aufbau

Wie sah die Schichtfolge der weitgehend in den Dolinen erhaltenen frühesten Mosbach-Abfolge aus ? Die rötlichen Sande des Groben Mosbach (= Sequenz I des Mosbach-Zyklus) lassen sich insgesamt einer einzigen Lithofazies zuordnen, st (= trogförmig-trogförmig schräggeschichteter Sand, vgl. Abb. 35) des Archi-



Abbildung 35: Doline 1-2003. Trogförmige Schrägschichtungskörper oberhalb des Basalkonglomerats.

tekturelements SB (Sandige Transportkörper), welches wiederum in das makroforme Element CH (Rinne) integriert ist (Miall 1985, 1996; dt. Übersetzung der Fachbegriffe nach Bindig 1994 sowie Bindig & Backhaus 1995).

Das Element CH (Rinne) ist durch einen basalen Erosionshorizont sowie ein Basalkonglomerat (cf. Fazies Gh, vgl. Miall 1996) gekennzeichnet mit am Strom-

grund transportierten Blöcken bis ca. 30 cm Durchmesser. Die Füllungen der Rinnen bestehen aus SB(df)-Formen (Sandige Transportkörper, Dünenfelder; vgl. Abb. 5). Die einzelnen Schrägschichtungskörper sind in der Regel geringmächtig (0,1 - 0,3 , max. ca. 0,5 m; ihre größte Breite liegt bei durchschnittlich 2 m, in Aufschl. ***4-2007*** bei ca. 4 m). Die größte Mächtigkeit der rötlichen Fazies st wurde in Doline **5-2004** angetroffen mit ca. 3,75 (erhaltenen) m (vgl. Abb. 8). In Doline ***5-2003*** ist die rötliche st-Fazies ca. 2,6 m mächtig und dort gröber (Kiesführung; vgl. Abb. 5).

Weniger gut bekannt sind die folgenden, noch zur Sequenz I zu zählenden gelben Sande bzw. gelben Feinkiese (Doline ***1-2003***) mit ca. 2 m beobachtbarer Mächtigkeit. (In Doline ***1-1998*** liegen diese Sande basal.) Sie sind manchmal schräggeschichtet, vielerorts aber offensichtlich verlagert und entschichtet.

Der Übergang der gröberklastischen Sequenz I zur feinklastischen Sequenz II des altpleistozänen Zyklus (Übergang Grobes Mosbach zu Feinkörniger Mosbacher Dolinenfüllung) war einzig an einer von Umlagerungsvorgängen nur geringfügig betroffenen Lokalität verfolgbar (Dol. ***2-1998***, s. Abb. 4).

Auffallend ist, dass die Sedimente der Sequenz II aus Feinsanden, Silten und siltigen Tonen bzw. tonigen Silten bestehen, letztere zeigen vielfach eine deutliche Lamination im mm-Bereich. In Dol. ***2-1998*** sind 2,1 m, in Dol. ***3-2003*** mehr als 2,8 m und in Aufschluss ***4-2007*** mehr als 3 m dieser Fazies erhalten. Diese feinkörnigen Sedimente der Sequenz II sind den Lithofazies Fl, Fsc und (vermutlich) Fr zuzuordnen. (Fl: Laminierter Feinsand und Silt; Fsc: Laminierter und massiger Silt und Ton; Fr: Sand, Silt oder Ton mit Durchwurzelung; letztere Fazies nach Angabe von BRÜNING 1975 vermutet). Diese wiederum lassen sich dem Element FF zuweisen (s. MIALL 1996; Überflutungssedimente), wobei im Overbank-Bereich weitere Elemente feinkörniger Fazies, aber abweichender Struktur nicht auszuschließen sind; es handelt sich um die Elemte LV (Levee-Ablagerungen); CR (Crevasse-Rinnen-Ablagerungen) und CS (Crevasse-Splay-Ablagerungen).

Da die letztgenannten Architekturelemente mehrheitlich ausgedehnte linsen- oder blattförmige Körper z. T. sehr großer flächiger Ausdehnung darstellen, in den Dolinen aber lediglich enge Ausschnitte zumeist verlagerter Schichtpartien aufgeschlossen sind, kann eine Ansprache nach Eigenheiten der Element-Architektur nicht vorgenommen werden.

Es sei erwähnt, dass in den Dolinenprofilen mächtigere Silte nicht auftreten. Sie sind aber in verlagerter (partiell entschichteter) Form durchaus vorhanden (z. B. Dol. ***2-2002***; Dol. ***3-2002***).

Am Top der feinkörnigen Sequenz II ist ein Paläoboden anzutreffen. Unter Verwendung einer Klassifizierung von BINDING & BACKHAUS (1995) ist er dem Element PS (Paläoboden) zuzuordnen, das wiederum die oberflächliche Zone des vermuteten FF-Körpers überprägt (PLATT & KELLER benannten 1992 das hier geeignetere Element OPS, Overbank fines and palaeosols, für gefleckte, in Tonen und Mergeln der Überflutungsebene entstandene Bodenhorizonte.) Dieser Boden ist mit großer Wahrscheinlichkeit vor der Deformation bzw. Verlagerung der ihn aufnehmenden siltigen Tone vorhanden gewesen und demzufolge ist er (s. BRÜNING 1970, Abb. 5) wie diese auch deformiert.

9.2 Interpretation

Zu Beginn der Ausbildung von Rinnen (Element CH) existierten im Talboden noch keine wesentlichen Absenkungsbewegungen (s. Kap. 8.2). Ein wahrscheinlich hochenergetischer Strom bahnte sich den Weg über das Kalkplateau; die Schüttungsrichtungen (s. Abb. 36) belegen eine Herkunft aus dem Südosten des Areals. Das mesoforme Elemt SB (bestehend aus der Lithofazies St) tritt in der Regel in den tieferen Abschnitten aktiver Rinnen auf (MIALL 1985). Ein relativ

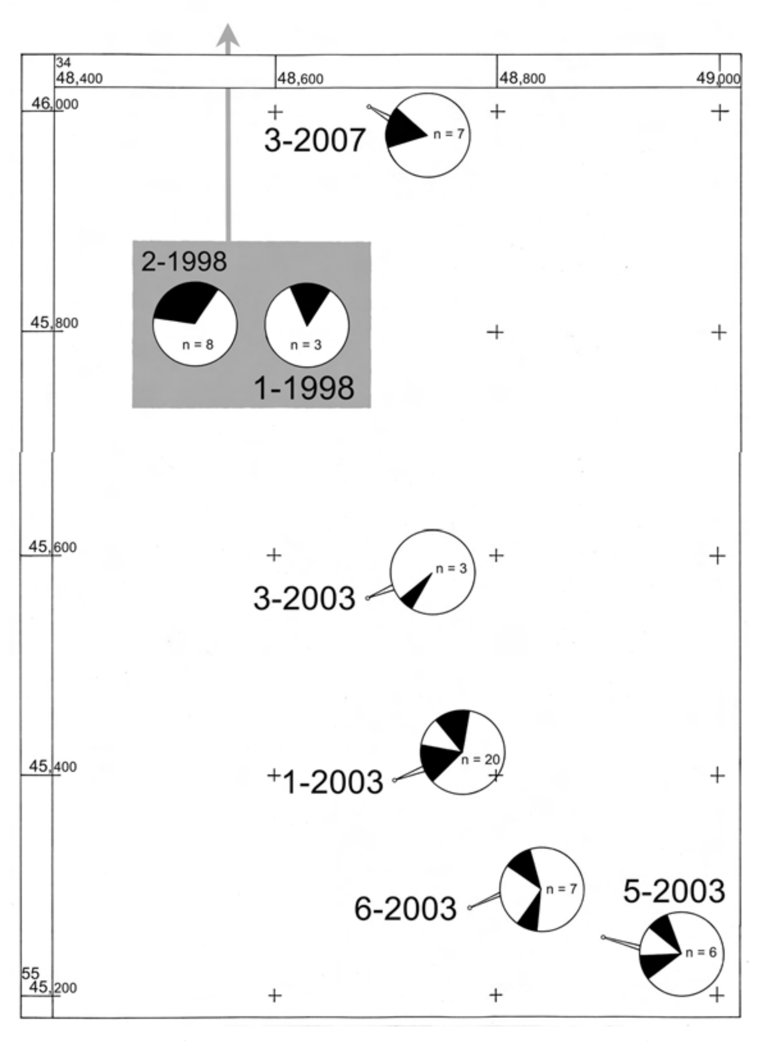


Abbildung 36: Dolinenaufschlüsse und Paläo-Schüttungsrichtungen (schwarzfarbene Sektoren), Messungen in basalen Sanden der Sequenz I (vgl. Abb. 37).

flacher verflochtener Fluss geringer Sinuosität könnte Modell des ersten frühesten Mosbach-Stromes sein.

In den Profilen folgen die Elemente SB ! FF in zyklischer Abfolge (eines Unten-Grob-Zyklus) aufeinander. Nach Miall (1985) sind crevasse splays und levees (die nach Allen 1965 gröber als die genannten Lithofazies des Elements FF sein können) vor allem in der Nähe aktiver Rinnen ausgebildet. Die in die Dolinen eingesunkenen tonigen Silte und siltigen Tone sind zumal dann, wenn sie laminiert sind, für eine Umgebung besonders niedriger Strömungsenergie kennzeichnend, so dass sie Überflutungsebenen-Sedimenten zugerechnet werden können (vgl. Allen 1965, Platt & Keller 1992). Die Sedimentfracht setzte sich hier aus Suspension im Stillwassermilieu ab. Sie wurde in wahrscheinlich ausgeprägter lateraler Distanz zum Verlauf der aktiven Rinnen abgesetzt. Die Existenz eines fossilen Bodens am Top des FF-Elements belegt die Entwicklung von Feuchtgebieten auf feinklastischen Überflutungsebenen, die das Entstehen einer Vegetationsdecke erlaubten (vgl. Platt & Keller 1992;). Zweifellos benötigte ein solcher Boden zu seiner Entstehung einen längeren Zeitraum (Behrensmeyer 1982; Willis & Behrensmeyer 1994), der hier in den Beginn des dominanten zeitlichen Hiatus zwischen dem ersten und zweiten, mittelpleistozänen Ablagerungszyklus (s. von Koenigswald & Tobien 1987) hineinfällt.

Bemerkenswert ist die große Mächtigkeit des (wohl nur fragmentär erhaltenen) FF-Elements im Vergleich zur vorausgegangenen sandigen Sedimentation innerhalb des Rinnen-Elements.

In welcher Art die Bildung ausgedehnter Dolinenfelder (s. Brüning 1975, Abb. 29) die von außen gesteuerten Sedimentationsereignisse möglicherweise beeinflusst hat, ist nicht klar. Ein Einfluss auf die Ausbildung besonderer Lithofazies lässt sich nicht erkennen; wahrscheinlich waren die Absenkungsbewegungen dafür viel zu langsam.

10 Dolinenfüllungen im Vergleich

In Bezug auf die Abfolge *grob ! feinkörnig*, die das von außen induzierte bzw. vorgegebene zyklische Sedimentationsgeschehen widerspiegelt, stimmen die Dolinenfüllungen untereinander bemerkenswert gut überein (Abb. 37). Wo diese Abfolge gestört ist, sind in der Regel Dolinen-interne Prozesse (z. B. rasche gravitative Verlagerung von Sedimenten, verbunden mit partieller Erosion, z. B. ***1-2007***) verantwortlich zu machen; die in den Dolinen erhaltene Schichtfolge dürfte daher (meist) komplizierter sein als diejenige in nicht abgesenkten Arealen (vgl. in diesem Sinn bereits Semmel 2003). Die festgestellte gute Übereinstimmung der Abfolge ist auch auf die Lithofazies der Sedimente selbst auszudehnen. Ebenso ist in Bezug auf das Erosionsgeschehen in den einzelnen Dolinen z. T. überraschende Übereinstimmung festzustellen, so z. B. bei Dol. ***1-2003*** und ***5-2003*** oder ***1-1999*** und ***2-2002***.

Ungeachtet der hier eingangs vorgenommenen beschreibenden Einteilung können die Dolinen in zwei große genetische Gruppen eingeteilt werden. Die erste Gruppe (**A**) enthält Dolinen, die gröberklastische Sedimente der frühen Sedimentationsphase des Zyklus (entsprechend der Sequenz I) enthalten. Diese fla-

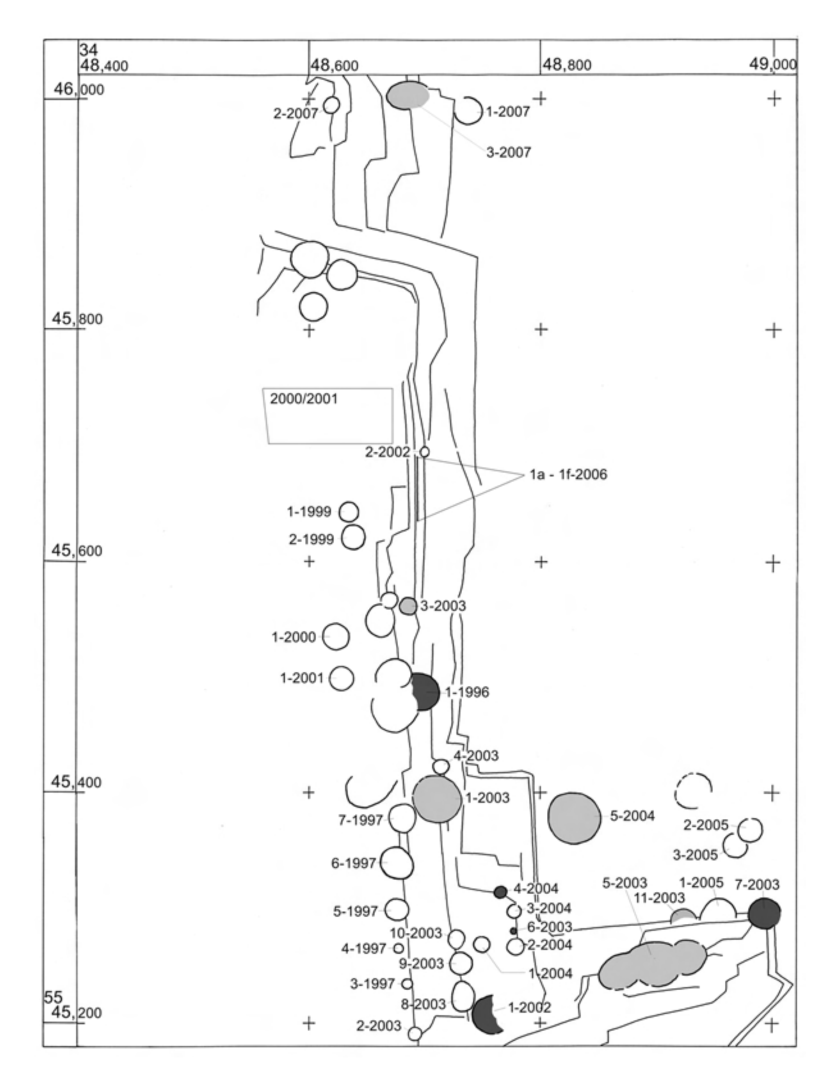


Abbildung 37: Dolinenplan, Steinbruch Ostfeld auf Rheingauer Feld. Quadratgitter-Maße = 250 m. Graue Signatur: Dolinen mit erhaltenen altpleistozänen Sequenzen I + II. Dunkelgraue Signatur: Dolinen mit stark reduzierten Füllungen, basale altpleistozäne Sequenz I. Rechteckige Markierung (2000/2001): In diesem Areal Beobachtung periglazialer Würgeböden u. a. außerhalb der Dolinen.

chen Dolinen haben eine bzw. mehrere initiale (frühe) und relativ geringe Senkungen durchlaufen und blieben dann in Bezug auf Bewegung fortan mehr oder weniger statisch. Sie sind weiter in zwei Gruppen unterschiedlicher Füllungsmächtigkeiten zu unterteilen, die ausgesprochenen Flachdolinen mit nur geringmächtigen, von Schottern überdeckten Sandfüllungen und Dolinen mit größeren Mächtigkeiten feinerer oder gröberer Sande bei fehlenden (höheren) Grobschüt-

tungen. Gruppe A stellt den größten Anteil der besprochenen Dolinenfüllungen. Gruppe (**B**) wird von Dolinen gestellt, die neben gobkörnigen auch feinkörnige Sedimente der (altpleistozänen) Sequenz II aufgenommen haben; hier sind neben der für alle Dolinen feststellbaren initialen Absenkung weitere substantielle und nachweisbar späte Senkungsschübe erfolgt. Zu dieser Gruppe gehören z. B. die Dolinen ***1-2003***, ***5-2003***, ***2-2003*** u. a.

11 Ursachen der Dolinenentstehung

Golwer & Prinz (1969) behandeln Korrosionserscheinungen in tertiären Karbonatgesteinen. Sie grenzen die hier auftretende Korrosion vorwiegend auf tektonische Hochschollen ein. Diese Situation trifft für das Rheingauer Feld östlich von Wiesbaden durchaus zu und es ist anzumerken, dass die wenigen exakt gemessenen Dolinentiefen nur innerhalb geringer Grenzen schwanken. Die Basalflächen dreier bei einem Feinnivellement-Zug im Steinbruch Ostfeld getroffener (relativ kleiner) Dolinen liegen zwischen 120,8 und 122 m ü. NN; bei der im Durchmesser größeren Doline ***1-2003*** liegt die Dolinenbasis bei 120,4 m ü. NN.

Die Angabe von Brüning (1975), dass sich Dolinen-Konzentrationen nur im östlichen Bereich (des alten, an den Steinbruch Ostfeld angrenzenden Steinbruchs) finden, ist mit Sicherheit nicht zutreffend, solche finden sich an der N-Wand des alten Steinbruchs Kastel sowie auch im Steinbruch Kalkofen (für letzteren vgl. Semmel 2003). Allerdings sind Dolinen im E-Bereich des (ehem.) Steinbruchs Kastel am besten dokumentiert (vgl. Karte Abb. 2 in Brüning 1972; leider ohne Koordinaten), und der hier vorgelegte Dolinenplan (s. Abb. 37) schließt sich praktisch nahtlos an den 1972 von Brüning publizierten an.

Semmel (2003) wies auf einen deutlichen Zusammenhang zwischen den Lagerungsverhältnissen der Tertiärkalke und der Dolinenbildung hin: „Die Kalkoberfläche ist gewellt, die Dolinen entwickelten sich jeweils in den ‚Wellentälern', wahrscheinlich weil hier der Wasseranfall und damit die Lösung am größten war".

Nach den hier vorgestellten Befunden ist zu beachten, dass die Entstehung der Dolinen an unterschiedliche Senkungsphasen gebunden war, an denen nicht alle Dolinen gleichzeitig partizipierten. Das Absenkungsgeschehen war also nicht für alle Dolinen gleich.

Festzuhalten ist, dass unterschiedlich weit abgesunkene Dolinen nicht nach ihrer topographischen Position auseinander gehalten werden können; vielmehr herrscht ein buntes, fast verwirrendes Nebeneinander durch Senkung weniger, beträchtlich oder extrem betroffener Dolinenfüllungen auf engstem Raum. Das gilt auch für unmittelbar nebeneinander liegende Dolinen, deren Füllungen stark differieren können. Innerhalb der **B-**Gruppe ist es bei einer geringen Anzahl der Beispiele offensichtlich zu besonders markanten Verstellungen der Dolinenfüllungen gekommen (z. B. ***1-1999***, ***2-2002***, ***3-2003***), für die bei den betroffenen Dolinen wohl eine (relativ späte) „chaotisch"-rasche Absenkung verantwortlich zu machen ist. Auffallend in diesem Zusammenhang ist bei den erwähnten Dolinen ***1-1999*** und ***3-2003*** das Fehlen eines Basalkonglomerats; bei ***2-2002*** ist die basale Region verschüttet und nicht zu beurteilen. Gerade bei diesen Dolinen gibt es konkretere Hinweise für ihre mögliche Entstehung.

So ist Doline ***3-2003*** in das Areal eines der (in der einstigen E-Wand des Kalkprofils häufigen, vgl. KRAUSE 1991) Algen-Bakterienriffe eingesunken. Diese im Lauf der Diagenese früh zementierten untermiozänen Riffkörper haben beim Absinken in das wasserreiche, weniger konsolidierte Sediment die unterlagernden und lateral anschließenden Schichten in der Regel verbogen. So auch hier. Der Kontakt der nördlichen Dolinenbegrenzung (mit partiell ausgebildeten Harnischen) entspricht ziemlich genau der einstigen Kontaktfläche geschichtete Kalkfazies/Algen-Bakterienriff. Allerdings „verdrängt“ die Dolinenfüllung nur etwa zwei Drittel der Länge bzw. Breite des Riffkörpers (s. Abb. 16); die südliche Grenze der Dolinenfüllung aus Ton und Sand grenzt an Riffkalk. Hier kommt nur ein partieller Einbruch des Riffkörpers nach unten in Frage, der sowohl tektonisch als auch durch Korrosion in den tieferen Schichten (möglicherweise durch eine Kombination beider Ursachen) erklärbar ist. Mergelige Bestandteile der untermiozänen Schichten spielten dabei als Randtapeten und auch generell „Schmiermittel“ von bis mehreren dm Dicke eine wichtige Rolle. Wesentliche Lösungsprozesse im Riffkörper erfolgten hierbei nicht und spielen daher auch keine Rolle bei der Absenkung höherer Schichten.

Eine ganz ähnliche Ursache der Dolinenbildung durch partiellen Einbruch liegender Schichten ist für Doline ***2-2002*** anzunehmen. Denn auch unterhalb dieser Dolinenfüllung erstreckt sich der langgezogene und hohe Körper eines untermiozänen Algen-Bakterienriffs. GOLWER & PRINZ (1969) belegten, dass Korrosionsprozesse von schmalen primären Kavernen ausgehen können.

Für diese beiden Dolinenfüllungen kann daher auch die Ursache der extremen Versteilung der randlichen Schichten (vgl. Abb. 13) und der nachfolgenden gering geordnet bis chaotisch ablaufenden gravitativen Einbringung der Feinklastika durch „plötzliche“, sehr rasch ablaufende Einbruchsereignisse erklärt werden.

Es ist noch anzumerken, dass in den Dolinenfüllungen sekundäre Schwund- oder Nachsackungsereignisse (vgl. BRÜNING 1970, GOLWER & PRINZ 1969) durchaus selten sind. In der Regel ist am Oberrand und im Zentrum mächtigerer Füllungen eine schwache Eindellung durch tiefere Kompaktionsprozesse festzustellen.

12 Anhang: Farbansprache der Dolinensedimente

Obwohl vielfach Komposit-Gesteine, lassen sich die feinkörnigen Dolinensedimente mit den Munsell Soil Color Charts gut ansprechen. Es sind ja gerade die Farben, nach denen diese Sedimente im Gelände meist sofort ansprechbar sind, da im höheren fluviatilen Zyklus Mosbach II grundsätzlich andere Sedimentfarben vorherrschen.

Mosbach I, Sequenz I:

Sande im Kontakt zu Randharnisch	= **2,5Y 7/3, pale yellow** (Dol. ***3-2003***)
Sogenannte „Rosé-Sande“	= **5YR 6/4, light reddish brown** (Dol. ***1-2003***; ***3-2003***)
Kiesige Sande	= **7,5YR 5/8, strong brown** (Dol. ***3/2007***)
Gelbliche Sande u. Schluffe	= **10YR 6/4, light yellowish brown** (Dol. ***3-2003***)
Schluffe	= **2,5YR 5/4, reddish brown** (Dol. ***2-2002***)
Basaler Ton	= **5Y 4/1, dark grey** (Dol. ***3-2003***)
Basaler Ton	= **5Y 7/2, light grey** (Dol. ***7-1997***)
Terra fusca	= **7,5YR 4/6, strong brown**

Mosbach I, Sequenz II:

Silte	= **10YR 6/4** (Dol. ***3/2000***)
Siltige Tone	= **2,5Y 6/4, light yellowish brown** (Dol. ***3/2007***)
Siltige Tone, vergleyt,	= **2,5Y 6/4, light yellowish brown** und
Go-Horizont	= **5YR 5/6, yellowish red** sowie
	= **10YR 6/6, brownish yellow** (Dol. ***1-2003***).

13 Probenhinterlegung, Archiv, Dank

Sedimentproben sowie eine umfassende Foto-Dokumentation befinden sich im Mosbach-Archiv des Landesamtes für Denkmalpflege Hessen. Mit Herrn Prof. Dr. Arno Semmel erfolgten wiederholte gemeinsame Begehungen im Gelände, ihm und Herrn Hans-Jürgen Anderle danke ich für das kritische Lesen des Manuskripts sowie fachliche Beratung, für die ich auch Frau Dr. Nicola Hug (HLUG) dankbar bin. Frau Anne Sander, Norbert Fischer sowie Dr. Stefan Bender (alle LfDH) führten genaue Höhennivellement-Messungen durch. In der Bibliothek des HLUG gaben zuvorkommende Hilfestellung Frau Jutta Kaeppel und Frau Annette Köllner. Beim Einscannen von Abbildungsvorlagen wurde ich von Frau Gabriele Schönborn sowie von Frau Anne Sander (LfDH) tatkräftig unterstützt. Allen Genannten, nicht zuletzt auch dem Schriftleiter, Herrn Prof. Dr. Benedikt Toussaint, gilt mein herzlicher Dank.

14 Literatur

Allen, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristcs of recent alluvial sediments.- Sedimentology, **5**: 89-191; Amsterdam.

Bartz, J. (1950): Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **6**(1): 200-243.

Behrensmeyer, A.K. (1982): Time resolution in fluvial vertebrate assemblages.- Paleobiology, **8**(3): 211-227.

Bindig, M. (1994): Die Architektur der fluviatilen Envoronments der Solling-Formation (Buntsandstein).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I **(1992), II/12**: 1167-1187.

Bindig, M. & Backhaus, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandsteinfazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands.- Geol. Jb. Hessen, **123**: 69-105.

Boenigk, W. (1978): Zur Petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden (Hessen).- Mainzer Naturwiss. Archiv, **16**: 91-126.

Brüning, H. (1965): Zur Genese pleistozäner Tropfenböden.- N. Jb. f. Geologie u. Paläontologie, Mh., 1-5.

Brüning, H. (1966): Frühmittelpleistozäne Periglazialerscheinungen in den Oberen Mosbacher Sanden des nördlichen Oberrheingebiets.- Zeitschr. Rhein. Naturforsch. Ges. Mainz, **4**: 1-87.

BRÜNING, H. (1967): Ein Tropfenboden in den Sanden des Mosbacher Terrassenkomplexes.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **5/6**: 131-135.
BRÜNING, H. (1970): Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen).- Mainzer Naturwiss. Archiv, **9**: 204-256.
BRÜNING, H. (1971): Mosbacher Miszellen.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **10**: 223-237.
BRÜNING, H. (1972): Durch Ton-Eisen-Anreicherungen strukturierte säckige Formen in fluviatilen Sanden.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **11**:109-123.
BRÜNING, H. (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden.- Rhein-main. Forsch., **78**: 57-81.
BRÜNING, H. (1975): Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nordöstlichen Mainzer Becken.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **14**: 5-91.
BRÜNING, H. (1978): Zur Untergliederung der Mosbacher Terrassenabfolge und zum klimatischen Stellenwert der Mosbacher Tierwelt im Rahmen des Cromer-Komplexes.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **16**: 143-190.
BÜLOW, W. VON (1964): Ein Taschen- und Tropfenboden von Grebs (SW-Mecklenburg).- Geologie, **13**: 353-363.
EMMERMANN, K.H. (1972): Ton-Schluff-Gerölle und Dolinenfüllungen in den Mosbacher Sanden am Hessler bei Wiesbaden-Biebrich.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **11**: 223-237.
FROMM, K. (1978): Magnetostratigraphische Bestimmungen im Rhein-Main-Gebiet.- Unveröff. Ber., Archiv-Nr. 79921; Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., 13 S.; Hannover.
GALLADÉ, M. (1925): Zur Gliederung der jungtertiären Qarzschotter am Taunusabfall.- Jb. Nass. Ver. Naturkde., **77**: 22-26.
GOLWER, A. & PRINZ, H. (1969): Korrosionserscheinungen in tertiären Karbonatgesteinen im Untermaingebiet.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 243-257.
GRIPP, K. (1963): Zur Entstehung von Tropfenböden.- N. Jb. f. Geologie u. Paläontologie Mh., 490-492.
KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flussterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **10**: 5-27.
KELLER, T. & RADTKE, G. (2007): Quartäre (Mosbach-Sande) und kalktertiäre Ablagerungen im NE Mainzer Becken.- Jber. Mitt. Oberrhein.geol. Ver. N.F., **89**: 307-333.
KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes.- N. Jb.f. Geologie u. Paläontologie, Mh., 545-554.
KOENIGSWALD, W. VON & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden.- Geol. Jb. Hessen, **115**: 227-237.
KOENIGSWALD, W. VON & HEINRICH, W.-D. (1999): Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa – der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung.- Kaupia, **9**: 53-112.
KRAUSE, C. (1991): Der Grenzbereich Corbicula-Hydrobienschichten speziell im Tertiärprofil Wiesbaden-Amöneburg (Hessen).- Geol. Abh. Hessen, **93**: 23-65.
KUBIENA, W.L (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas, 285 S.; Stuttgart (Enke).
MIALL, A.D. (1985): Architectural-Element Analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits.- Earth-Science Reviews, **2**2: 261-308.
MIALL, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology, 582 S.; Berlin New York (Springer).
MÜCKENHAUSEN, E. (1993): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen, 4. Aufl., 579 S.; Frankfurt a. M. (DLG-Verlag).
Munsell Soil Color Charts (2000): Munsell Color; New Windsor, NY (GretagMacbeth).
MURAWSKI, H. (1972): Geologisches Wörterbuch, 6. Aufl., 260 S.; Stuttgart (Enke).
PLATT, N.H. & KELLER, B. (1992): Distal alluvial deposits in a foreland basin setting – the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols.- Sedimentology, **39**: 545-565.
RUTTE, E. (1971): Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Maingebiet, Süddeutschland.- Z. Geomorph. N. F., Suppl., **12**: 51-72.
SEMMEL, A. (1969): Quartär. In: Erl.geol. Kte. Hessen Bl. 5916 Hochheim (3. Aufl.), 51-99; Wiesbaden.
SEMMEL, A, (2001): Zum oberflächennahen Untergrund entlang der ICE-Trasse Köln/Rhein-Main im Taunusvorland.- Geol. Jb. Hessen, **128**: 107-114.
SEMMEL, A. (2003): Dolinen-Füllungen im Mainzer Becken.- Geol. Jb. Hessen, **130**:49-60.

SEMMEL, A. (2004): Von der tertiären Rumpffläche zum akuten Rutschungshang – zur Entwicklung der Wiesbadener Landschaft.- In: Streifzüge durch die Natur von Wiesbaden und Umgebung, Jahrb. Nass. Ver. Naturkde., **Sb. 2**: 49-58.

SEMMEL, A. (2005a): Probleme der Abgrenzung und Datierung pleistozäner Terrassen – erörtert an Beispielen aus dem Untermaingebiet.- Geol. Jb. Hessen, **132**: 113-129.

SEMMEL, A. (2005b): Vom oligozänen Laterit zur altholozänen Schwarzerde. Paläoböden an Rhein und Main, 51 S.; Hofheim (Selbstverlag).

STEUSLOFF, U. (1952): Periglazialer „Tropfen“- und Taschenboden im südlichen Münsterlande bei Haltern.- Geolog. Jahrbuch, **66**: 305-312.

STÖHR, W.T. & AGSTEN, K. (1970): Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen über Ausmaß und Entstehungsgeschichte von Periglazial-Erscheinungen.- Mainzer Naturwiss. Archiv, **9**: 66-82.

TOBIEN, H. (1980): Taxonomic status of some Cenozoic mammalian local faunas from the Mainz Basin.- Mainzer geowiss. Mitt., **9**: 203-235.

WENZ, W. (1914): Ein Schwemmlössvorkommen innerhalb der Mosbacher Sande.- J.-Ber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., **4**: 5-10.

WILLIS, B.J. & BEHRENSMEYER, A.K. (1994): Architecture of Miocene overbank deposits in Northern Pakistan.- Journal of Sedimentary Research B, **64**(1): 60-67; Lawrence Kansas.

THOMAS KELLER

Landesamt für Denkmalpflege Hessen
Abteilung Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege
Schloss Biebrich
65203 Wiesbaden
Telefon: 0611/6906-154
E-Mail: t.keller@denkmalpflege-hessen.de

Manuskripteingang: 15. August 2007